

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ ИМ. В.С.СОБОЛЕВА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

Булычов Анатолий Александрович

**Морфология пещер в слабокарстующихся породах Алтае-Саянской горной
области**

Специальность 1.6.14. Геоморфология и палеогеография

Диссертация

на соискание учёной степени кандидата географических наук

Научный руководитель:

Новиков Игорь Станиславович,

доктор геолого-минералогических наук

Новосибирск - 2024

Содержание

	Стр.
Введение	3
Глава 1. Общепринятые положения и подходы исследования пещер	8
1.1. Генетическая классификация пещер и связь с геоморфологией	16
1.2. Полезные ископаемые и минералы карста	18
1.3. Геофизические исследования полостей	19
1.4. Структурно-тектонический подход	19
Глава 2. Методика и результаты наблюдений тектонически-обусловленных линейных структур	31
2.1. Объект исследования	31
2.2. Методы исследований	34
2.3. Характеристика района исследований и изученность	36
2.4. Результаты исследований	38
Глава 3. Инструментальное картографирование и поисковые признаки полостей	58
Глава 4. Механизм образования полостей в слабокарстующихся породах	71
4.1. Анализ исследований гипогенеза карстовых полостей	71
4.2. Генезис полостей в слабокарстующихся породах	74
4.3. Полости в некарстующихся породах (гранитах)	84
Заключение	86
Список литературы	88
Приложение А. История мировых рекордов по глубине в пещерах	100
Приложение Б. История изучения выдающихся пещер Алтае-Саянской складчатой области	104
Приложение В. Результаты анализов пород	107

Введение

Начиная с 50-х гг. прошлого века, спелеологи-спортсмены на всех континентах проводили экспедиции, приведшие к крупным открытиям пещер. Огромную значимость имеет открытие новых полостей и наращивание длины известных пещер, например, крупнейшая в Сибири пещера в известняках Ботовская увеличила протяженность с 16000 м в 1993 г. до 66743 м, гипсовая пещера Оптимистическая на Украине за 50 лет после открытия увеличилась до 257 км. Большой вклад вносит объединение ранее изолированных пещер (в 1972-2020 гг. система пещер Флинт-Ридж-Мамонтова в США увеличила свою протяженность с 232 до 667,8 км). Глубина пещер достигла -2212 м во фронтальной проекции (пещера им. Верёвкина, Абхазия). История установления мировых рекордов по глубине в пещерах показана в Приложении А. Исследованы крупные пещеры и шахты в районах, сложенных породами, которые ранее считались некарстующимися. Самые яркие примеры: открытие и увеличение длины с 11000 м до 51000 м в Восточных Саянах пещеры Большая Орешная, заложенной в конгломератах; в Венесуэле – прохождение огромных по размерам входных шахт (диаметр до 330 м, глубина до 350 м) пещер плато Сарисариньяма, заложенных в кварцитах. К этому надо добавить крупные пещеры в гранитах и гнейсах, базальтовых лавах (Kazumura, Kula-Kai, the USA), ледниковом льду... Усложнились объекты исследований. Это и сплошные, часто расширяющиеся книзу отвесы глубиной до 640 м (Вртиглавица, Словения; Хадесшахт, Австрия; Абац, Грузия), и огромные расходы подземных потоков, достигающие 100 м³/с (пещеры Малайзии), и работа в условиях быстрого подтопления на высоту до 150 м (шахта им. В.Пантюхина, Абхазия) и даже 450 м (пещера Луир, Франция), и прохождение длинных сифонов (4055 м, Ду де Коли, Франция) или даже полностью затопленных водой систем с несколькими входами (16732 м, Lion Sinks, USA). Расширилась географии спелеологических открытий на все высотные пояса (от -370 м ниже уровня моря, соляной купол Седом, Израиль, до +6600 м - массив Нанга-Парбат в Пакистане) и широтные зоны (от экваториальных Азии и Америки до Гренландии и Антарктиды). Кроме того, расширилась и область спелеологических интересов: в ее сферу попали не только естественные полости, заложенные в карстующихся и некарстующихся породах, но и искусственные выработки и сооружения. Получил развитие научно обоснованный «пещерный альпинизм»: штурм протяжённых стен или каскадов стен снизу вверх. Ещё в начале 80-х гг. начался штурм стен Сибирских пещер [Булычов, 1989_а; 1989_б; 1989_в] с целью открытия новых систем полостей (история прохождений пещер Сибири и личный вклад автора показаны в Приложении Б). Как продолжение идеи, спелеологи и альпинисты клуба Будапешта в 1998 г. со дна пропасти Мишель Гортани в Юлийских Альпах

(Италия) штурмовали систему стен (200м, 100м, 50м сплошными пролётами вверх), чтобы «открыть» грандиозный вертикальный лабиринт и увеличить длину пещеры в несколько раз [Borcsok, 1998].

Столь существенный прорыв в спортивных достижениях спелеологии требовал нового научного осмысления: одновременно изучением пещер занялись геоморфологи, минералоги, физиологи, биологи, геофизики и многие другие специалисты, как новой среды, обещающей открытия.

С геологической точки зрения вызывает интерес связь генезиса пещер, их морфологии и геоморфологии рельефа местности. При этом геологи до сих пор недооценивают роль карстогенеза. Например, мало знаний про Мезозой, так как в Меловом периоде на протяжении 30 млн. лет практически не было тектоники и широтной зональности, уровень моря был на 250 м выше современного, и осталась каолиновая кора выветривания вместо рельефа и карста. Только в Палеогене море отступило до +200 м, затем в Неогене до + 150 м, соответственно, возник перепад рельефа, горы поднимались, и развивался карст, в основном, благодаря пенеппелам Палеогена и Неогена.

В известных механизмах разрушения (выветривание, эрозионный, ледниковый, оловый, карстовый) большие депрессии часто считаются денудационными и не воспринимаются как карстовые, а на самом деле это – карстовые поля, например, на яйлах над Симферополем и котловина Бештекне [Крубер, 1915].

Даже в классических учебных пособиях по геоморфологии [Леонтьев, Рычагов, 1988] даны лишь общие незначительные описания карстовых форм рельефа и их генезиса, в солидных современных исследованиях карст вообще не упоминается [Studies..., 2012], так же как Четвертичный карст Западно-Сибирской низменности не рассматривается [Четвертичная..., 1964], хотя карстовые формы развиты на Салаирском кряже. В классическом учебном пособии по динамической геоморфологии [Динамическая..., 1992] карст рассмотрен скупо на ознакомительном уровне, затронут термокарст криогенных процессов, карст флювиальных процессов не упоминается. Поверхности выравнивания четвертичной геологии Северной Азии [Проблемы..., 1976] рассматриваются без упоминания о карсте. В монографии [Джеррард, 1984] рассматривается пенеппел как результат субэральной эрозии и сопряжённые с ним почвы, при этом не уделяется внимание задернованному карсту.

Приведённые выше примеры показывают, что изучению карста геоморфологами уделяется мало внимания, в то же время современные факты изучения пещер (как карстовых, так и некарстовых) подтверждают **актуальность** темы настоящей работы.

Степень изученности. Объект исследования – пещеры в конгломератах и мраморизованных известняках Алтае-Саянской горной области. Классический карст - это эпикарст [Климчук,

2009] с шахтно-коридорной морфологией, и рельеф пещер карстового происхождения достаточно хорошо изучен [Маринин 1990, Цыкин, 1990]. Считается [Ford, Williams, 2007], что пещеры в конгломератах обусловлены карстификацией по карбонатному матриксу, в том числе изучаемые нами пещеры [Цыкин, 1990], однако карбонатная компонента оказалась не повсеместной, и открытия новых систем последних десятилетий показывают породы (плотные кварцевые и полимиктовые песчаники, алевроиты, кристаллические сланцы) без карбонатной компоненты [Bulychov, 2021], а в пещерах Горного Алтая засвидетельствован окремнелый известняк (Приложение В).

Цель работы - выявление особенностей морфологии и разработка модели происхождения крупных пещер в слабокарстующихся породах Алтае-Саянской горной области на основании данных собственных исследований. Породы дислоцированы разломами растяжения, являющимися оперяющимися структурами системообразующих разломов право-сдвигового кинематического типа [Новиков, 1998], фрагментарно имеют плотную сеть трещиноватости, местами прорываются микроклиновыми гранитами. Нами предложена гипотеза формирования полостей, основанная на процессе аргиллизации [Волостных, 1972] вдоль разломов с последующим выносом глинистой компоненты грунтовыми водами в направлении разгрузки пещер.

Задачи исследования: 1) выявить закономерности, позволяющие отличать строение слабокарстующихся пещер от типично карстовых; проанализировать данные по геологии изучаемых районов и данные, полученные в результате собственных исследований, литературный материал и отчёты спелеологических экспедиций; 2) выявить роль трещиноватости и аргиллизации при образовании крупных полостей в слабокарстующихся породах; 3) проследить связи морфологии пещер с разрывными нарушениями массивов крупнейших полостей в слабокарстующихся породах Алтае-Саянской горной области; 4) разработать модель происхождения и сформулировать поисковые характеристики, позволяющие обнаруживать новые полости в Алтае-Саянской горной области.

Научная новизна результатов исследования: 1) открыты новые пещерные системы, которые значительно удлинили ранее открытые пещеры; 2) применена инструментальная подземная съёмка и новейшие компьютерные программы для картографирования с целью выявления разрывных нарушений; 3) выявлено влияние тектонических движений на спелеогенез в слабокарстующихся породах; 4) выявлены крупные полости, не имеющие прямой связи с поверхностью; 5) обнаружены признаки аргиллизации в зонах разрывных нарушений в слабокарстующихся породах.

Теоретическая и практическая значимость исследования. Предложен новый взгляд на образование крупных полостей в конгломератах и мраморизованных известняках. Новый

подход в изучении спелеогенеза в слабокарстующихся породах позволил осуществить открытия значительных пещерных систем, что дало толчок краеведческому и спортивному туризму регионов. Значительные полости должны будут учитываться при инженерных изысканиях. Процессы аргиллизации, как правило, сопряжены с полезными ископаемыми, что вызовет интерес геологоразведки.

Методы исследования. Для исследования разрывных нарушений внутри пещер выявлялись тектонически приуроченные протяженные линейные структуры. Для картографирования внутри пещер выполнялась инструментальная лазерная съёмка (Leica HDS 7000 с плато со встроенным компасом и blue tooth), полуинструментальная съёмка (лазерная рулетка Bosch GLM 50C). Для обработки данных измерений внутри пещер использовалась программа Surverx-Win 32 компании Inkscape [Golicz, 2017]; изображения выполнены в программе “therion”. Для визуализации применены расширения .3D, .loch, .png. На поверхности выполнялось структурно-тектоническое профилирование [Катаев, 1999], анализ космоснимков районов (ESRI-покрытие) и стереоскопическое дешифрирование аэрофотоснимков (из фонда ИГиГ СОРАН). Для определения химического и минералогического состава пород применен рентгенофазовый анализ (аппаратура “Дрон-8», аналитик Мирошниченко Л.В.), анализ шлифов образцов (аналитик Вишневский А.В.) проводился в плоскополяризованном свете и в скрещенных николях с увеличением в 100 раз, элементный состав определялся на рентгенофлуоресцентном анализаторе Olympus Vanta M, водородный показатель в пробах раствора определялся автономным pH-метром Ohaus ST300-B. Для отсечки купольных полостей с поверхности применен сейсмо-электрический метод [Boulytchov, 2000], а из глубин пещер купольно-тупиковые восходящие вертикальные плоскости выявлялись альпинистской техникой [Булычов, 2019, Bulychov, 2021].

Основные защищаемые положения.

1. Морфология пещер, развитых в слабокарстующихся породах, характеризуется решётчато-коробчатой геометрией, что определяется системой трещиноватости вдоль разрывных нарушений малых амплитуд. Основные направления ходов выстраиваются не в субгоризонтальные, а в восходящие (часто купольно-тупиковые) субвертикальные плоскости.

2. Основным признаком формирования полостей в слабокарстующихся породах является их предопределенность зонами разрывов малой ширины и большой протяженности, по которым по латерали, вверх и вглубь развивается спелеогенез, в связи с чем предложен метод прогноза новых полостей, основанный на поиске продолжения плоскостей вдоль зон разрывов.

3. Образование крупных полостей в слабокарстующихся породах заключается в том, что вдоль зон разрывных нарушений малых амплитуд смещения происходил процесс аригиллизации с последующим выносом глинистой компоненты грунтовыми водами, что объясняет решетчато-коробчатую морфологию пещер. Выделено 3 этапа: а) формирование зон дробления, б) проработка субстрата зон разрывов растворами (аргиллизация) с образованием аргиллизированных пород, в) частичный вынос аргиллизитов грунтовыми водами в сторону разгрузки пещер, в процессе чего формируются объёмные полости.

Публикации и апробация работы. По теме диссертации опубликовано 26 печатных работ, из них 1 статья в журнале, входящем в перечень ВАК РФ и 3 статьи в Международных рейтинговых журналах (Physics and Chemistry of the Earth, South Florida Journal of Development), приравненных к статьям из перечня ВАК. Готовится статья в журнал «Гидрогеология и карстология».

Материалы по теме диссертации докладывались автором на устных презентациях на Международных Спелеологических Конгрессах UIS в 1997 (La-Chaux-de-Fonds), 2013 (Brno), 2017 (Sydney), 2022 (Savoie Mont Blanc) годах, на Международных Геофизических конференциях EAGE (Helsinki, 1999, Amsterdam, 2001, Stavanger, 2003), SEG (Salt Lake City, 2002), EGS (Nice, 1998, 2000, 2000). Устные доклады представлены на конференции “Динамика и взаимодействие геосфер Земли” с международным участием (Томск, 2021), на ежегодных чтениях Красноярского Клуба Спелеологов в 2000-2024 годах. Автор 47 научных публикаций по спелеологии и геофизике.

Личный вклад автора. Все работы проводились под непосредственным руководством автора (клуб спелеологов Академгородка, клуб спелеологов “Каскад” НГУ, клуб альпинистов и спелеологов “Adventure” НГУ) при личном участии, начиная с 1978 года. В процессе выполнения диссертационной работы и обучения в аспирантуре ИГМ СОРАН автором проведено структурно-тектоническое профилирование Баджейского массива [Булычов, 2024], взяты пробы образцов пород и минералов, измерены водородные показатели в пробах раствора, выявлены новые купольно-тупиковые восходящие плоскости в изучаемых объектах [Bulychov, 2024].

Глава I. Общепринятые положения и подходы исследования пещер

Изучение морфологии пещер связывают со спелеологией. Спелеология - это научное исследование пещер (геоморфологии, геологии, форм жизни, археологии) и процессов, посредством которых они формируются (спелеогенеза) и меняются в геологическом времени.

Родоначальник спелеологии как науки Э. Мартель [Martel, 1894] предложил называть карстовыми явлениями только те, что приурочены к известнякам, и это нашло отражение в работах А.А. Крубера [Крубер, 1915], родоначальника отечественной спелеологии, а выдающийся сербский исследователь карстовых явлений Дж. Цвижик [Cvijic, 1960] писал о карсте в гипсах как о псевдокарсте. Британская исследовательница М. Свитинг в монографии [Sweeting, 1972] мало уделила внимания карсту в гипсах и соли, в то время как карст в не известняковых растворимых породах развит широко (например, пещеры Оптимистическая и Озёрная в Подолии с суммой ходов более 200 км). Э. Мартель в трактате о подземных водах [Martel, 1921] рассматривал подземные воды в гипсе, соли и во льду, как о карстовых формах в ледниках. На основании внешнего сходства с карстовыми явлениями исследователи стали писать о карсте в лёссе, глинистом карсте, т.д. Ясность внёс Г.А.Максимович [Максимович, 1962], доказывая, что карстовыми следует считать только те явления, в основе которых лежит химический процесс растворения горных пород, а остальные явления – это псевдокарст, в том числе термокарст в ледниках (в результате таяния льда) и кластокарст в глинах, лёссе, т.д. (механическое действие воды). А. Бёгли [Bogli, 1958] предложил механизм химического процесса карстующихся пород (реакция Бёгли), который взят за основу до сих пор [Динамическая..., 1992]. Н.А. Гвоздецкий к термину «карст» предложил относить как совокупность геоморфологических форм и гидрогеологических явлений, так и процессы их возникновения и развития [Гвоздецкий, 1954].

Большой вклад в становление науки о пещерах и карсте внёс Г.А. Максимович. Он является основателем целого научного направления, когда 15 августа 1934 г. был утверждён заведующим кафедрой динамической геологии и гидрогеологии Пермского Государственного Университета. В 1947 г. кафедра проводит вторую Всесоюзную карстовую конференцию (первой считается конференция 1933 г. в Кизеле), где Г.А. Максимович наметил контуры новой науки, её структуру и пути развития. В 1964 г. был создан Институт карстоведения и спелеологии на базе Пермского университета и под эгидой Русского географического общества, а в 1970 г. - комиссия по карсту и спелеологии научного совета по инженерной геологии и гидрогеологии отделения геологии, геофизики и геохимии АН СССР. Известность научной школы обеспечивают регулярно издающиеся межвузовский сборник научных трудов

«Пещеры» (с 1947 г.) и «Гидрогеология и карстоведение» (с 1962 г.). Огромный объём накопившихся знаний был собран в двух монографиях [Максимович, 1963; Максимович, 1969], где Г.А. Максимович подробно описал движение вод в карстовом массиве: в зоне вертикальной, наклонной циркуляции и в зоне горизонтальной и сифонной циркуляции; представил механизм образования этажности пещер при классическом карсте.

Карстоведение по сути является отраслью знаний, входящих как в геологию, так и в географию [Скленарж, 1987]. Д.С. Соколов [Соколов, 1950] сформулировал основные условия развития карста:

- 1) наличие карстующейся породы, водопроницаемой из-за трещиноватости или пористости;
- 2) наличие растворителя – воды, агрессивной по отношению к породе;
- 3) наличие условий, обеспечивающих водообмен, - отток насыщенной растворённым веществом воды до базиса эрозии и постоянный приток свежего растворителя с поверхности водосбора.

Все условия определяются геологическим строением местности, физико-географической обстановкой, климатом и почвенно-растительным покровом, геоморфологическими и гидрогеологическими условиями карстующегося массива.

Н.А. Гвоздецкий сформулировал **географический подход** изучения карста [Гвоздецкий, 1950]:

- 1) анализ истории развития карста не только в геологическом, но и в геоморфологическом и палеогеографическом аспектах;
- 2) всесторонний учёт влияния всех компонентов географической среды на развитие карста;
- 3) выяснение обратного влияния карста на географический ландшафт в целом, как на своеобразный физико-географический комплекс.

Важное исследование Н.А. Гвоздецким проведено по количественному определению скорости карстовой денудации, даны рекомендации по методике исследования классического карста [Гвоздецкий, 1972]. Географическая теория в карстоведении состоит из системы элементов: принципа, географических закономерностей карста, суждений, понятий, научных фактов. Она охватывает основные идеи о зависимости развития и распространения карста от физико-географических условий и поэтому в состоянии выполнить объяснительную и предсказательную функции.

Системно-географический подход [Мусин, 1982] выявляет закономерности карста как отражение комплекса морфоструктурных и физико-географических особенностей. Смысл «системности» заключается в принципе целостного рассмотрения объекта и принципе изоморфизма: схожести законов, действующих в разных областях действительности. Карстовый процесс и карст могут быть выражены в качестве систем с определённым

количеством взаимосвязанных элементов, в связи с чем вводятся понятия карстующееся геологическое тело, система водопроводящих путей, карстующие природные воды.

Как особую систему, «карстовый комплекс» [Чижишев, 1979], - можно рассматривать совокупность карстовых форм, объединяемых по приуроченности к определённой морфоструктуре. Группа горных орогенных морфоструктур по наложенным на них карстовым морфоскульптурам резко отличается от группы равнинно-платформенных морфоструктур [Мусин, 1983].

Карст можно описать как систему, которая при зональной величине входа вещества и энергии характеризуется азональным выходом: азональной величиной общей денудации и своеобразным соотношением её механической и химической составляющих [Мусин, 1977].

Подсистемы карстовых комплексов находятся в пространстве, переходном от геологического к географическому, и это пространство, по сути, является геоморфологическим.

Главной закономерностью системно-географического подхода в карстоведении является закономерность географической зональности карста. Она проявляется благодаря глубокому воздействию зональных компонентов ландшафта и географических факторов на карст [Kosack, 1952].

Значительную роль в развитии карста играет почвенный покров. Он участвует в формировании агрессивности карстующих вод и оказывает влияние на карстовые процессы путём изменения соотношения модулей поверхностного и подземного стоков вследствие их различной фильтрационной способности. В формировании агрессивности подземных вод высоких и средних широт наибольшее значение имеет содержание гумуса в почвах, меньшее – их кислотность [Полынов, 1952]. Это связано с быстрым усреднением почвенных растворов под воздействием катионогенных элементов, характеризующихся здесь относительно высокими кларками в литосфере.

Активность карстообразования изменяется согласно пространственному изменению биологической продуктивности ландшафтов. В равнинно-платформенных областях активность карста и более интенсивная закарстованность отмечается в долинах рек. Водораздельные пространства закарстованы здесь менее интенсивно [Добровольский, 1967]. В горных районах карстовые формы развиты почти исключительно на приводораздельных склонах и на стыке приводораздельных и присетевых склонов [Мусин, 1981].

Соотношение карстовых и эрозионных процессов в различных природно-территориальных комплексах показывает, что усиление последних вызывает вначале повышение интенсивности карстообразования, но до определённого предела, за которым отмечается снижение карстовых процессов и их роли в рельефообразовании [Якуч, 1979]. Снижение карстовых процессов или

их почти полное подавление под влиянием интенсивных эрозионно-денудационных процессов происходят лишь в горных районах с достаточно высокой энергией рельефа [Мусин, 1983].

Классификацией карстовых форм занимались многие учёные [Bogli, 1958; Sweeting, 1972; Гвоздецкий, 1972].

К поверхностным карстовым формам отнесены кары, в том числе лунковые [Маринин, 1976], желоба и рвы, воронки, блюдца и западины, котловины, поля, останцы. Особое внимание уделено полям [Гвоздецкий, 1950], где подчёркивается, что крупные котловины чисто тектонического происхождения (грабены, синклинальные прогибы) нельзя считать полями, так как для последних обязательны выщелачивание и вынос растворённого вещества через подземные каналы (тектонически-коррозионно-эрозионные поля).

Подземные карстовые формы включают колодцы, шахты, пропасти (гравитационные, гравитационно-коррозионные, нивально-коррозионные, коррозионно-эрозионные) и пещеры. Пещерой принято считать форму рельефа, у которой длина или амплитуда (глубина плюс превышение над входом) больше высоты у входа [Дублянский, 2000]. Иногда пещеры могут развиваться в зоне аэрации, но большие карстовые пещеры зародились при гидростатическом давлении воды, в связи с чем выделены [Максимович, 1963; Максимович, 1969] напорная стадия развития (трещинная, щелевая, каналовая) и безнапорная (включозовая, водно-галерейная, сухо-галерейная, грото-камерная).

Г.А. Максимович разработал механизм эволюции натёчно-капельных образований [Максимович, 1965]. Эволюция зависит от уменьшения притока воды в пещеру при переходе от включозовой к водно-галерейной и сухо-галерейной стадиям. Сначала развиваются наплывы на полу пещеры, гуры, затем сталагмиты с широким основанием, сменяющиеся далее палкообразными. Когда приток воды снижается до 0,1-0,01 куб.м/сек, появляются сталактиты. При дальнейшем снижении притока образуются геликтиты, при повышенной насыщенности воздуха парами раствора – феерические эксудаты.

Классификация карста по морфолого-генетическому и литологическому признакам [Гвоздецкий, 1950] выделяет два класса: равнинный и горный (низкогорный, среднегорный и высокогорный).

Морфолого-генетические типы Н.А. Гвоздецкий выделил следующие: 1) погребённый (ископаемый) карст, 2) бронированный карст, 3) покрытый карст, 4) задернованный карст, 5) частично задернованный карст, 6) голый карст, 7) останцовый (тропический) карст, 8) криокарст, 9) морской карст.

Литологические типы карста: 1) известняковый, 2) доломитовый, 3) карст в мраморах, 4) меловой карст и карст в мергелях, 5) гипсово-ангидритовый карст, 6) соляной карст. Удачность предложенной классификации подтверждена на карстовых объектах по всему миру.

Концепцию **эпикарста** разработали А.Б. Климчук [Климчук, 2009, 2010] и его коллеги [Ravbar, 2007]. Концепция отлично объясняет структуру карстовых плато Кырк-Тау, Чатырдага, Караби, Арабики, где с поверхности происходит водонасыщение множественной трещиноватости с крайне узкими щелями, требующими механического расширения, чтобы их преодолеть спелеологу, а ниже этих зон трещиноватостей начинаются плювиально-коррозионные колодцы и шахты, куда вода собирается из всех вышерасположенных трещин и устремляется в объёмы пещеры (Рисунок 1).

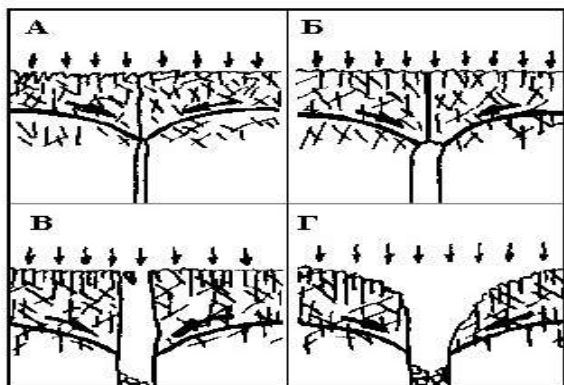


Рисунок 1 - Развитие карстовых форм в приповерхностной зоне массивов

Предшественником фреатической была вадозная гипотеза [Grund, 1903; Katzer, 1909], подразумевающая, что большинство пещерных объемов образуется потоком со свободной поверхностью. Вода из точки инфильтрации стремится вниз сквозь вадозную зону к водному уровню, используя системы субвертикальных и межпластовых трещин. Водный уровень, согласно гипотезе, устанавливается в до пещерную стадию посредством предварительных процессов эрозионного расчленения массива. Гипотеза допускает изменение положения водного уровня (Рисунок 2).

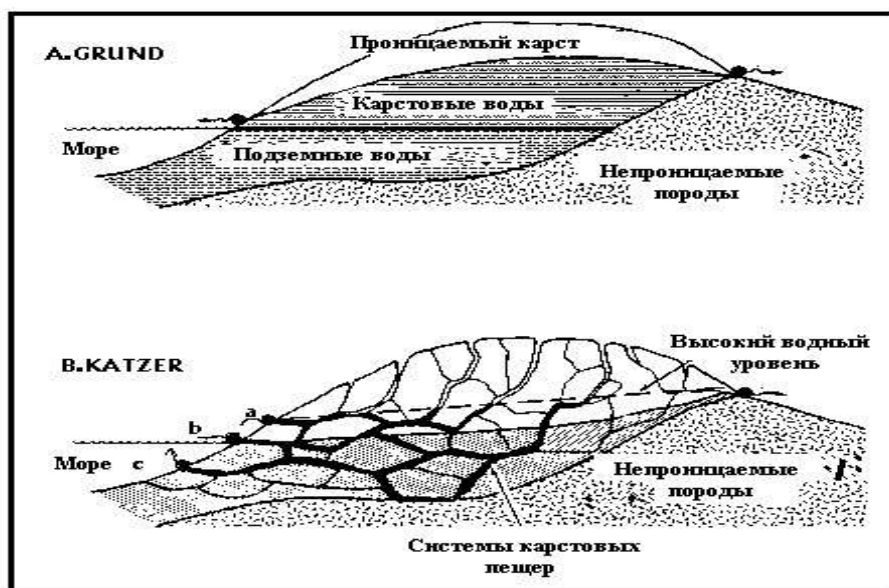


Рисунок 2 - Гипотетические модели водоносных систем карстовых массивов

Затем была предложена глубокая фреатическая гипотеза [Davis, 1930, Bretz, 1942], которая предполагает образование карстовых полостей много ниже водного уровня в случае, если этот уровень держится стабильным долгое время выше интервала развития трещинной проницаемости пород от «понора-поглотителя» к месту разгрузки.

Одновременно рассматривалась гипотеза водного уровня [Swinerton, 1932, Rhoades, 1941], которая предполагает развитие пещер вдоль поверхности фреатической зоны, согласно конфигурации водного уровня, куда поступает вода из вадозной зоны.

Существенным вкладом в морфогенез подземных полостей стала фреатическая теория Д. Форда и Р. Эверса [Ford, Ewers, 1978], которые предприняли попытку соединения имеющихся спелео гипотез в «единую генетическую гипотезу». Была предложена 4-х уровневая модель (Рисунок 3), в которой «глубокие фреатические пещеры» и «пещеры водного уровня» – конечные члены в эволюционном ряду спелеосистемы. Морфология и морфометрия указанных типов пещер зависят от частоты трещин в массиве и их проницаемости агрессивными водами.

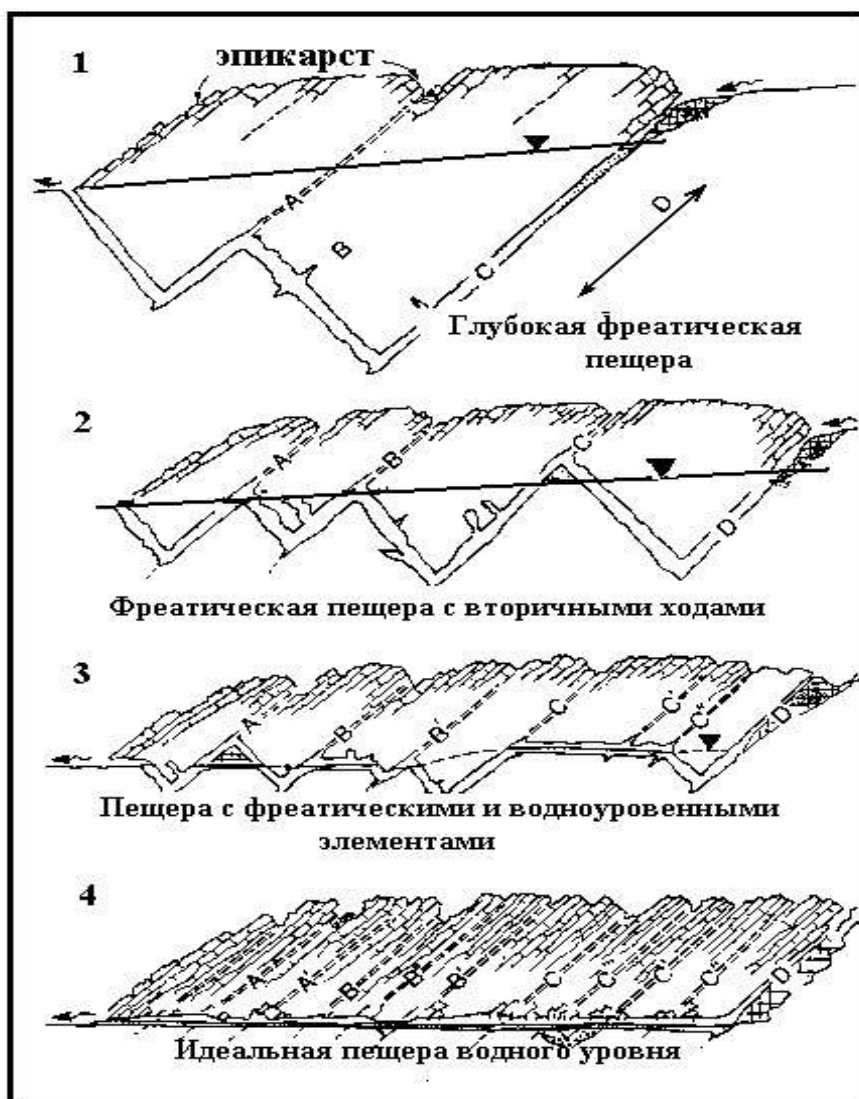


Рисунок 3 - 4-х уровневая модель развития карстовых систем по D.C. Ford и R.O. Ewers

Обобщили фреатическую теорию и изложили в монографии Л. Форд и П. Вильямс [Ford, Williams, 1989]. Вода в карстующихся породах (известняках, гипсах и каменной соли) движется по различным трещинам. Они формируются в горной породе как на стадии её образования (литогенетические трещины), так и в ходе дальнейшего преобразования под действием сил сжатия и растяжения (тектонические трещины), воздействия климатических и прочих факторов (трещины выветривания и пр.). Трещины могут быть постоянно заполнены водой, или она может появляться в них периодически. Это дало основание гидрогеологам выделить две крупные зоны - зону полного насыщения (фреатическую) и зону аэрации (вадозную).

Формирование полостей начинается во фреатической зоне. В зависимости от интенсивности развития трещиноватости от поверхности (поглощение поверхностного водотока, пещера-понор или шахта-понор) до точки разгрузки (пещера-источник) вода может двигаться по-разному. Согласно батифреатической теории, полностью обводненные каналы, в которых вода находится под гидростатическим давлением, закладываются на большой глубине. Исследования последних десятилетий показали, что глубина может достигать 300 м (Воклюз, Франция). Согласно мелкой фреатической теории, каналы закладываются ближе к поверхности, причем в верхних коленах сифонов могут формироваться воздушные пузыри. По этой схеме заложены галереи Аянской пещеры (Крым). Третья теория предусматривает "смешанное" развитие полостей. Такие галереи описаны в Красной пещере (Крым). И, наконец, последняя, уровенная теория предусматривает формирование галерей на уровне подземных вод. По этой схеме развиваются десятки субгоризонтальных пещер-источников во многих карстовых районах мира (например, Шакуранская, Грузия и пр.).

Однако формирование пещер возможно не только во фреатической, но и в вадозной зоне. В зависимости от особенностей питания (за счет местного поверхностного стока на плато и склонах массивов, при поглощении стока транзитных рек и пр.) здесь могут формироваться вертикальные и субгоризонтальные полости. Подземные водотоки при этом подчиняются тем же закономерностям, что и поверхностные: днища внутренних колодцев и шахт стремятся достичь профиля равновесия. Чем протяженнее субгоризонтальные части полости между двумя колодцами, тем глубже может быть второй из них. Часто наблюдается также попятное (регрессивное) отступление подземного потока с осушением горизонтальных и вертикальных частей полости, при этом образуются знакомые каждому спелеологу параллельные стволы полостей - "штаны" (например, шахта Напра в Абхазии). Иногда исследователю приходится попадать в верхние «штанины» через восходящие колодцы с помощью альпинистской техники: в шахте Напра автор обзора был руководителем экспедиции (1989 г.), в которой его отделение штурмовало восходящие стены Московской галереи.

Поверхностный и подземный рельеф находятся в непрерывном развитии: меняются условия образования отдельных форм, они накладываются друг на друга, заполняются отложениями и вновь промываются. Самая типичная ситуация - обнаружение форм, проработанных некогда во фреатической зоне, в сегодняшней вадозной зоне. Известно, что речные долины развиваются "сверху вниз", постепенно формируя глубокие ущелья и каньоны. С каждым этапом врезания рек (или поднятия горного массива) связаны свои системы пещерных галерей, которые закладываются во фреатической зоне, но затем переходят во все увеличивающуюся в мощности вадозную зону. При размыве некарстующихся отложений на поверхности формируются новые пункты поглощения, и древние фреатические каналы соединяются с ними вадозными колодцами. Следующий этап врезания еще больше осложняет картину: в карстовом массиве появляются элементы трех возрастов, наложенные друг на друга. Кроме отрицательных, деструктивных форм здесь возникают формы положительные, связанные с аккумуляцией разных типов.

Феномен **гидротермокарста** наблюдался ещё в середине прошлого века [Якуч, 1979], но смоделирован и объяснен был в 1985 г. Ю.В. Дублянским [Дублянский, 1985, 1987]. Каскады шарообразных гротов, соединяющихся галереями, долгое время оставались загадкой для исследователей. В Горном Крыму в шахтах Ход Конём, Эмине-Баир-Хосар (Чатырдаг), Молодёжная и Гвоздецкого (Караби), в пещерах района Байдарских ворот (массив Форосского Канта) были собраны образцы прозрачного или бесцветного исландского шпата, содержащего пузырьки (пустоты) с жидкостью, в которой плавали пузырьки газа. При этом карстовые массивы разбиты глубокими тектоническими разломами, вдоль которых на глубины более 200 м простираются протяжённые (до 2 км) мощные (до 12 м) кальцитовые жилы, с которыми связаны карстовые полости. Исследование термального режима газовых включений в карстогенезе полостей позволило интерпретировать механизм гидротермокарста. Наиболее ярко этот феномен представлен в полостях Венгрии. Автор работы принимал участие в наблюдениях в известной пещере Szemlo-Hegy-barlang, где отчётливо проявились два механизма: субаквальный (шаровидная полость образуется за счёт восходящего потока термальных вод), субаэральный (с поверхности горячих вод происходит испарение, и конденсат на стенах трещины стекает вниз, постепенно преобразуя её в сферу) [Дублянский, 1987]. С участием автора гидротермокарст наблюдался в знаменитой пещере Wind Cave (Южная Дакота, США). Массив Black Hill, в котором заложена пещера (более 125 км ходов), сложен изверженными породами и окаймляющими их мощными слоистыми моноклинально залегающими известняками Карбона, в которых образовались объёмные сложные лабиринты. Недалеко расположен лакколит (порфиновые фонолиты, нефелиновые сиениты) знаменитой Башни Дьявола (Devils Tower).

1.1 Генетическая классификация пещер и связь с геоморфологией

Классификацией рельефа пещер учёные занимались, как только были обнаружены первые проявления полостей, но чёткой картины явления спелеогенеза не получалось. Только во второй половине прошлого века была предложена схема [Максимович, 1963; Trimmel, 1968; Sweeting, 1972], согласно которой полости подразделяются на 2 группы по антропогенному признаку (естественные, искусственные), на 3 класса по источнику энергии полостеобразующих процессов (эндогенные, экзогенные, антропогенные), на 14 подклассов по характеру перемещения вещества, на 27 типов по основному процессу (Таблица 1), приводящему к образованию полости [Бублейников, 1953].

Таблица 1 - Классификация подземных полостей [Дублянский, Андрейчук, 1989]

Эндогенные	Магматогенные	Кристаллизационные
	Вулканогенные	Экструзионные
		Эксплозионные
		Флюационные
	Тектоногенные	Дизъюнкционные
		Контракционные
Экзогенные	Гипергенные	Дилатансионные
		Гравитационные
		Денудационные
		Гидратационные
	Эологенные	Корразионные
		Дефляционные
	Флювиогенные	Эрозионные
		Абразионные
	Карстогенные	Коррозионные
	Суффозиогенные	Суффозионные
	Гляциогенные	Дислокационные
		Абляционные
	Пирогенные	Пиролизационные
	Биогенные	Вегетационные
		Эксенционные
Антропогенные	Механогенные	Экスカваационные
	Хемогенные	Сольвационные
		Ликвационные
		Кремаационные
		Эрупционные
	Петрогенные	Конструкционные

Эндогенный класс включает подклассы магматогенного, вулканогенного и тектоногенного генезиса. Магматогенный подкласс полостей возникает при остывании магмы, сопровождающейся ее кристаллизацией (кристаллизационные типа полостей). Чаще всего они

встречаются в габбро, диоритах и гранитах, имеют щелевидную форму, нередко кулисообразно примыкают друг к другу. Возможно, представитель этих полостей – пещера ТСОД (штат Нью Йорк, США) длиной 3977 м. Известны довольно крупные полости в пегматитовых телах (10 x 3 x 2 м) на Приполярном Урале.

Вулканогенный подкласс интересен экструзионным типом, образующимся при извержении. Из личных исследований автора протяжённые трещины этого типа обнаружены на высоте 6900 м на спуске в вершины Аконкагуа (Bulychov, Sorokina, 2017) и в экспедиции 2013 г. на вулкан Хулалаи (Гавайи), где известен был кратер глубиной 147 м и следующая далее отвесная шахта 265 м, на дне которой удалось разобрать завал и проникнуть в узкую щель.

Распространены полости взрывного типа при истечении вязкой лавы, в которой образуются газовые пузыри - онкосы или (при быстром выделении газов) шахты - спиракулы. Пузыри достигают нескольких метров в диаметре. Известны онкосы в долеритах Армении и базальтах Камчатки. Морфология пещер вышеназванных типов связана с их генезисом.

Флюационный тип полостей до недавнего времени оставался загадкой и предметом споров среди геологов. Пещеры-тоннели в базальтах и андезитах сейчас известны широко по всему миру. Самое первое упоминание принадлежит Александру Гумбольдту (1799 г.) о пещере Куэва-дель-Виенто (склон пика Тенериф), глубина которой 515 м с падением лавового потока 11°, что не характерно для стратовулканов [Kempе, 1997]. Изначально было предложено простое объяснение генезиса таких пещер [Allred K., Allred C, 1997; Greeley, et all, 1998]: поверхность лавового потока быстро твердеет, и жидкая лава вытекает из застывшего чехла, но на практике оказалось всё сложнее [Kempе S., et all, 2017]. Автор работы принимал участие в экспедициях в пещеру в лавовых трубках Манжун-Гул 13270 м длиной (остров Де-Джю-До, Южная Корея, 2018 г.); в пещеру Кипука Канохина длиной более 32 км и Казумура длиной более 65,5 км (Big Island, Hawaii, 2013, 2020, 2021 гг.). Это – громадные пещеры, заложенные «внутри» вулканов, и их морфология значительно зависит от геоморфологии массива [Kempе, 2013].

Дизъюнкционные пещеры (Скельская в Крыму) относятся к тектоногенным внутри массива, а на склонах и перегибах (особенно в горах) давно обнаружены гравитационные пещеры. В 2014 г. автор исследовал от лица РГО совместно с мастерами альпинизма из Вологды типичную гравитационную расщелину на высоте 4900 м на горе Килиманджаро на альпинистском маршруте 5-й категории сложности (бастион Мейснера) стены Breach Wall. Для подобных пещер протяжённость до 100 м уже успех, т.к. обычно щели кольматированы обломками породы. На плато Патруш в Фанских горах в 1980 г. автор исследовал очень перспективную трещину прямо с вершины столообразного массива (на высоте 4000 м), для чего

была организована целая экспедиция по спелеопоиску, но, к разочарованию, проникнуть удалось лишь на 50 м.

Множество небольших нетипичных полостей объединили в экзогенный класс, в том числе денудационные полости доледникового или послеледникового расширения и углубления трещин (плато Кьёраг в Норвегии), дефляционные и суффозионные, эрозионные в песчаниках и метаморфических сланцах, абразионные морских береговых линий, эоловые в лёссах, абляционные таяния подземного льда и подледниковые в горной местности (пещера Октябрьская на леднике Богдановича в Заилийском Алатау, пещера Paradise на горе Рейнир в Орегоне). Все эти полости слабо связаны с геоморфологией, скорее здесь работает географический подход.

Основные значимые полости всего мира относятся к коррозионному, коррозионно-эрозионному и нивально-коррозионному типам с конусовидными, цилиндрическими и щелевидными шахтами и полостями - понорами с разгрузкой в полостях - источниках, с промежуточным звеном вскрытых пещер [Максимович, 1963]. Несомненно, морфология полостей этих типов связана с геоморфологией массивов, в которых они заложены [Гвоздецкий, 1972; Гвоздецкий, 1981].

Еще в 1928 г. В. П. Семенов-Тяньшанский выдвинул идею о необходимости выделения **пещерного ландшафта** как самостоятельной ландшафтной категории. Наиболее полно эту проблему осветили ученые [Гвоздецкий, 1969; Дублянский, Андрейчук, 1989]. Подземный ландшафт - природный комплекс с особой подземной топографией, климатом, гидрографической сетью, отложениями, растительностью, животным миром. Подземный ландшафт тесно связан с наземным [Trimmel, 1968; Courbon, Chabert, 1986; Chabert, 1989; Ford, Williams, 1989]. Лучше других изучены эти связи для карстовых ландшафтов, однако данные свидетельствуют о необходимости исследования и других типов ландшафтов, например, вулканогенных, ледниковых [Mavlyudov, 2018; Kadebskaya, Mavlyudov, 2018].

1.2. Полезные ископаемые и минералы карста

Накопление в карсте минеральных веществ является следствием его эволюции. Элементы системы карста формируются в разных термодинамических зонах литосферы, преимущественно в зоне гипергенеза, но некоторые элементы развивались и коагулировались в зоне катагенеза на глубинах до 5 км [Максимович, 1978]. Своеобразно проявление гидротермального карста от высокотемпературной (скарновой) до низкотемпературной (аргиллитовой) фаций [Цыкин, 1985]. Рудное минеральное сырьё представлено бурыми железняками и сидеритами [Гинзбург, 1964], марганцевыми и железо-марганцевыми

скоплениями [Цыкин, 1967], бокситами [Бардошши, 1981], россыпным золотом [Бгатов, 1982], галенитом и сфалеритом [Кутырев, Ляхницкий, 1982]. Группа нерудного сырья включает фосфориты [Бушинский, 1964], глины, мрамора, известняки как строительный материал. Минерализация подземных полостей (карстовых и некарстовых) широко представлена в соответствии с геохимией спелеогенеза [Hill, Forti, 1986].

1.3. Геофизические исследования полостей

Попытки применения сейсморазведочных методов для отсечки полостей предпринимались, но точность была низка из-за искажений в зоне малых скоростей [Boulytchov, 2000_a; 2002]. Большого успеха удалось достигнуть при определении мощностей отложений в пещерах и отсечки полостей с отчётливыми границами [Boulytchov, 1997, 2000_b, Sorokina, Boulytchov, 2001, Bulychov, 2003]. Для обнаружения скрытых полостей надёжнее и очевиднее оказались методы электроразведки: томография по электрическому сопротивлению (ВЭЗ) с последующей верификацией численным моделированием [Фаге, Ельцов, 2018], GPR-зондирование [Ивашов, Разевиг, 2011], но георадар не позволяет проникнуть более 10 м вглубь пещеры, метод сопротивлений с 3-D моделированием и проверкой посредством 3D LiDAR картированием [Mitchell E., Mitchell J., 2017]. Электроразведка позволяет наметить полости для вскрытия на задернованном и бронированном карсте, но верификация прямой разведкой оказывается чаще всего неуспешной. Поэтому геоморфологические наблюдения и анализ геолого-тектонической ситуации абсолютно необходимы для локализации геофизических полевых экспериментов.

1.4. Структурно-тектонический подход

Механизмы экзогенных процессов - карстовых, выветривания, криогенных, оползневых, абразионных и эрозионных; условия и факторы проявления и развития, интенсивность и особенности распространения на фоне геодинамических обстановок - всё больше занимают умы исследователей-геоморфологов в последние десятилетия [Катаев, Щукова, 2006]. Примером значимых достижений по теории и методологии исследования карста являются работы В.Н.Катаева [Катаев, 1999, 2004], в которых проводится структурно-тектонический анализ карстовых массивов. Первые шаги подобного анализа предпринимались автором обзора в крупнейших пещерах Алтая [Boulytchov, 1996; 1999_a, 1999_b].

В массиве горных пород мы можем выделить два принципиально различных типа структурных элементов: объемный и плоскостной. Объемные элементы характеризуются

однопорядковыми геометрическими параметрами в трехмерной системе координат, плоскостные – двумя однопорядковыми и третьим, много меньшим, чем два других. Необходимо отметить, что при различных уровнях детализации исследований массива тип его элементов может меняться с объемного на плоскостной и наоборот. Как правило, плоскостные элементы являются наиболее динамичными, изменчивыми во времени и считаются структурными элементами ослабления массива. Примером элементов ослабления массива при региональных исследованиях может быть пласт карстующихся пород, плоскость регионального разлома; при локальных исследованиях – зоны однонаправленных трещин, границы литологической неоднородности в толще пород; при детальных исследованиях – трещины и т.д.

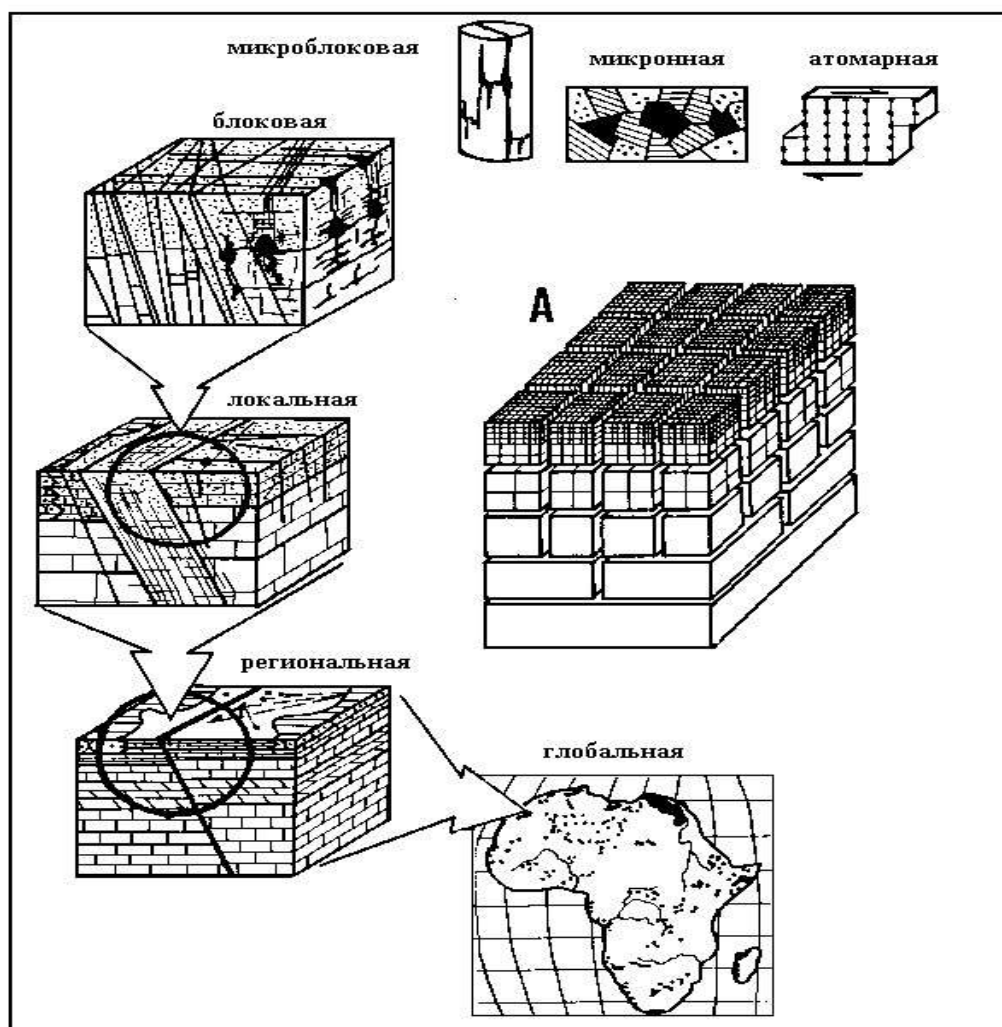


Рисунок 4 - Диаграмма соотношения основных групп структурных элементов карстовых массивов: А – идеальная модель структуры карстового массива [Drogue, 1980; Kataev, Gorbunova, 1993]

Размеры структурных элементов массива, влияющих на развитие и морфологию карста, изменяются в широком диапазоне: от десятков микронов до десятков километров (Рисунок 4). Связано это с генетическими особенностями процесса, начинающегося от микротрещин и

микропор, различных при большом увеличении, а впоследствии контролируемого в своем развитии элементами региональных дислокаций.

В вопросе соотношения **трещиноватости и закарстованности** большую роль играют деформации растяжения, которые в комплексе с эрозионными проявлениями обуславливают формирование (раскрытие) субгоризонтальных и субвертикальных трещин, более интенсивных на участках с большей амплитудой подъема. Карстопроявления территориально совпадают со сводами или апикальными зонами древних структур, зонами и участками повышенной, локализованной трещиноватости и водообильности пород неотектонических поднятий. Исключительна роль эрозионных врезов в процессе снятия избыточного напряжения. Локализованная разгрузка вертикальных напряжений обуславливает раскрытие горизонтальных трещин в пределах долин рек, а разгрузка горизонтальных напряжений приводит к формированию систематизированных параболических трещин бортового отпора. В условиях речных долин оба вида трещин обуславливают гидродинамическое своеобразие массивов. Величина трещинной проницаемости пласта будет зависеть от раскрытости трещин, а раскрытость – от соотношения величин бокового горного давления в массиве и пластового давления.

Обычно в карбонатных толщах выделяют следующие основные типы коллекторов: поровый, трещинный, каверновый и их комбинации: трещинно-поровый, каверново-поровый, каверново-трещинный. Вместе с тем в ряде работ, посвященных результатам изучения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, а также в зарубежных публикациях убедительно показана роль карстового процесса в формировании нефтегазовых коллекторов и предложена подробная классификация залежей нефти и газа в карстовых коллекторах [Максимович, Быков, 1966, 1969, 1971, 1978; Лерман и др., 1978].

Г.А. Максимович [Максимович, 1961] в качестве основных **геоструктурных зон карстовых массивов** выделил пять типов обстановок образования, распространения и условий залегания карстующихся горных пород, а следовательно и обстановок развития карста: I – геосинклинальную, II – переходную краевых прогибов, III – платформенную, IV – современную континентальную и V – современную морскую.

Среди структурно-тектонических особенностей геоструктурных зон выделим восемь наиболее общих характеристик [Катаев, Горбунова, 1997], позволяющих конкретизировать неоднородность карстовых массивов: I – особенности структуры; наличие: II –глубинных разломов, III – региональных разломов, IV – региональных дизъюнктивов горизонтального перемещения, V – локальных малоамплитудных разломов, VI – зон дробления и трещиноватости; VII – особенности складчатости и VIII – залегание пород (Таблица 2).

Интенсивность дизъюнктивных дислокаций возрастает от платформ к горно-складчатым

Таблица 2 - Структурно-тектонические характеристики обстановок развития карста

Геоструктурные обстановки		
горно-складчатые	краевых прогибов	платформ
Структура		
Складчато-блоковая или моноклинально-блоковая		Блоковая
ГЛУБИНЫЕ РАЗЛОМЫ		
Разграничивают геоструктурные области (длина до 550 км, ширина до 10 – 15 км, амплитуда в осадочном чехле от 0,5 до 3 км), обуславливают наличие зон повышенной сейсмичности и трещинно-разрывных зон повышенной проницаемости пород осадочного чехла		
РЕГИОНАЛЬНЫЕ РАЗЛОМЫ ВЗБРОСО-СБРОСОВОГО ХАРАКТЕРА		
Обуславливают наличие участков и зон повышенной сейсмичности и проницаемости		
Протяженность до 200 км. Амплитуды в осадочном чехле до 2 км	Протяженность до 170 км. Амплитуды в осадочном чехле от 0,2 до 1 км	Протяженность от 100 до 350 км. Амплитуды в осадочном чехле от 0,2 до 1,5 км
РЕГИОНАЛЬНЫЕ ДИЗЬЮНКТИВЫ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПОРОД ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА		
Шарьяжи: амплитуда от 15 до 60 км Надвиги: протяженность от 50 до 150 км, амплитуда от первых сотен метров до 2,5-10 км		
ЛОКАЛЬНЫЕ МАЛОАМПЛИТУДНЫЕ СБРОСО-ВЗБРОСОВЫЕ И НАДВИГОВЫЕ ОПЕРЯЮЩИЕ РАЗЛОМЫ		
Вертикально-горизонтальные перемещения блоков пород Амплитуды: горизонтальные 0,15 – 0,20 км, вертикальные до 0,05 км		Вертикальные перемещения блоков пород осадочного чехла в пределах структур поперечного изгиба. Амплитуды до 0,05 км
ЗОНЫ ДРОБЛЕНИЯ И ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ПРЕДЕЛАХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР НИЗКИХ ПОРЯДКОВ		
Ширина от 0,05 до 0,25 км	Ширина от 0,3 до 3 км	
СКЛАДЧАТОСТЬ		
Полная тангенциального продольного сжатия, перемежающаяся со складчатостью поперечного изгиба		Прерывистая поперечного изгиба
ЗАЛЕГАНИЕ ПОРОД		
Крутое от 25 до 85 градсов	Пологое (от 20 мин. до 1 градуса 20 мин.), более крутое на крыльях пликативных структур (1 -5 ⁰)	

областям, что связано в первую очередь с характером и амплитудами пликативной деформированности пород. Глубинные разломы, являющиеся структурно-фациальными границами геоструктурных областей, служат основой дислокационного каркаса. Во всех зонах с ними связаны очаги повышенной сейсмичности, а на окраинах платформ и в краевых прогибах – зоны повышенной проницаемости.

На локальном уровне карстовые формы, как правило, пространственно соответствуют зонам трещиноватости и дробления пород. По механизму образования в горно-складчатых областях преобладают складки тангенциального или продольного сжатия, зонально перемежающиеся со складками поперечного изгиба пород [Белоусов, Гзовский, 1964; Белоусов, 1976], в то время как в прогибах и на платформах преобладает прерывистая складчатость поперечного изгиба.

В целях практики освоения закарстованных территорий возникает необходимость **количественной оценки трещиноватости**. Для этого вводится параметр **трещинной пустотности (П)**, или объемной суммарной плотности трещин:

$$П = V_{\text{тр}} / V = \sum_{i=0, \dots, n} \alpha_i / (\alpha_i + \delta_i), \quad (1)$$

где $V_{\text{тр}}$ – суммарный объем трещин; V – объем породы; α_i – ширина трещин i -той системы; δ_i – среднее расстояние между трещинами i -той системы; n – число систем трещин, совместно развитых в данном объеме массива.

Данный коэффициент позволяет учитывать степень относительной раздробленности отдельных участков и суммарную площадь поверхности пород на этих участках, что в карстологическом отношении важно при расчете скоростей денудации, зависящих от удельных поверхностей пород, взаимодействующих с водой.

Карстообразование контролируется плотностью трещин в пласте, способных пропускать воду. Раскрытость трещин, как и их плотность, зависит от мощности пласта. Дрейбродт [Dreybrodt, 1988] приводит следующие зависимости раскрытости трещин d от мощности пласта B :

$$\log d = A + C \log B, \quad \log d = A + C \log \delta, \quad (2)$$

где δ – расстояние между трещинами, A и C – константы.

Из приведенных соотношений следует, что чем толще пласт, тем меньшее количество трещин имеет относительно большую раскрытость и наоборот. Следовательно, среди множества трещин в растворимом пласте только несколько обладают карстогенетическими свойствами. Приведенные соотношения не учитывают изменений раскрытости и плотности трещин в пласте в результате его деформаций и рассчитаны на применение в условиях относительно равномерного распределения трещин. Изучение трещиноватости в карстующихся породах складчатых структур, находящихся в платформенных, переходных, горно-складчатых обстановках, свидетельствует о зональности трещинопроявлений, подчиненной особенностям

деформационно-напряженного состояния пород [Катаев и др., 1983; Печеркин, Катаев, 1983; Катаев и др., 1987].

Общие закономерности раздробленности карстового массива формулируются следующим образом:

- существует связь между степенью раздробленности пород приповерхностной части массива и площадями карстовых провалов;
- размеры межтрещинных блоков пород имеют тенденцию к уменьшению в кровле более крупных по площади полостей, а их количество увеличивается и наоборот; следовательно, интенсивность дробления пород в приповерхностной части массива может быть использована как качественный критерий возможных деформаций поверхности и их параметров;
- параметры раздробленности, в частности значения площадей межтрещинных отдельностей в кровле провалов, не превышают средних значений по участку, более того: чем больше по площади провал, тем ближе к средним значениям тяготеют параметры межтрещинных блоков.

В пределах складчатых структур (особенно локального уровня) распределение тектонических трещин в породах зонально и контролируется степенью их деформированности относительно элементов складки (крыльев, периклиналей, осевых зон и т.д.). Анализ составляющих изменчивости плотностного распределения трещин в пределах карстующихся дислоцированных горных пород позволяет выделять разноуровневые элементы неоднородности в строении карстующихся массивов и прогнозировать наиболее вероятные участки заложения тех или иных карстовых, карстово-эрозионных, дизъюнктивных форм в соответствии с состоянием раздробленности массива.

Стадии развития трещиноватости [Ford, Ewers, 1978] в спелеогенеза (Рисунок 5):

1. Массив характеризуется малыми объемами трещин, потенциально пригодных для развития полостей в глубокой фреатической зоне. Каналы растворения развиваются вдоль первых простейших фреатических петель ниже водного уровня.
- 2-3. Происходит геометрическое увеличение количества карстовых каналов по направлениям к пещерам, образованным на экстремальных стадиях. Выше водного уровня, в вадозной зоне, вдоль участков пещер формируются эрозионные врезы. Во фреатической зоне, в случае затруднения растворения в плоскости пещерных ходов (кольматация трещин, литологические замещения и др.), коррозия развивается в парагенетических ходах в соответствии с конфигурацией водного уровня, где фреатические петли пересекаются каналами новых генераций по направлениям наиболее благоприятным для трещинной фильтрации.
4. Массив характеризуется густой сетью трещин, обеспечивающих большое количество альтернативных путей движения воды. Трещинная среда высокопроницаема. Вода от областей питания к области разгрузки выбирает наиболее короткий путь. Конфигурация водного уровня

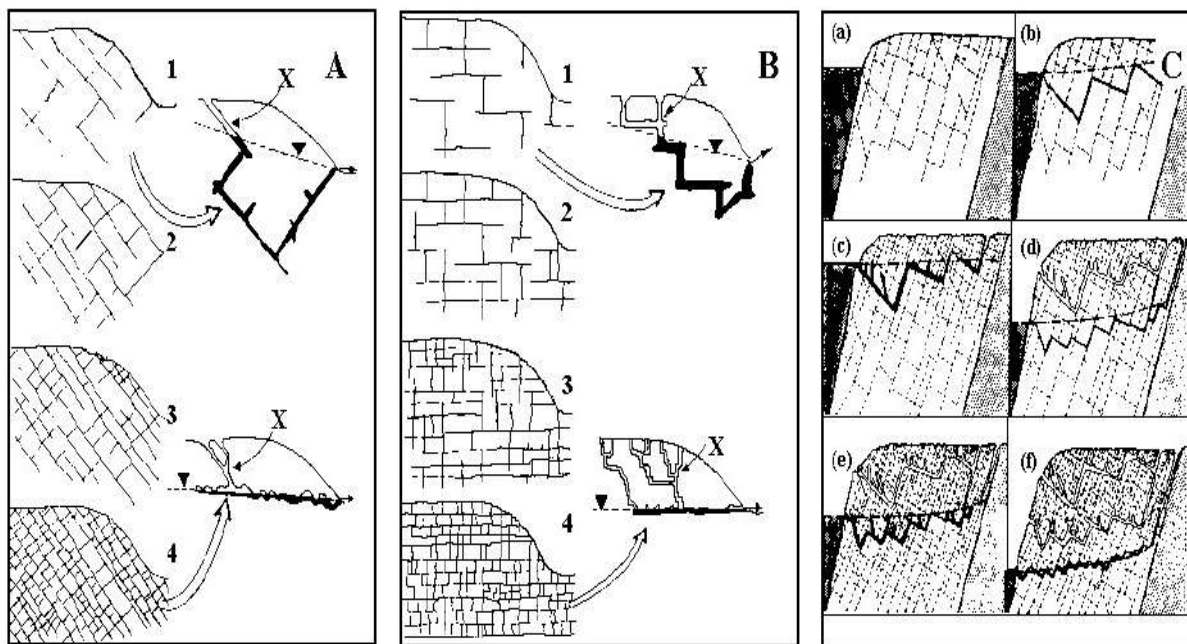


Рисунок 5 - Этапы изменения интенсивности трещиноватости карстовых массивов, определяющие формирование различных типов пещер (А – для наклонного, В – для горизонтального залегания пластов, (X) – водопоглощающие пещеры вадозной зоны. Типы состояния интенсивности трещиноватости (1 – 4) соответствуют модельным уровням (1 – 4) развития карстовых систем. С – пример повышения интенсивности трещин в процессе геологического развития карбонатного массива и соответствующие изменения морфометрии, морфологии и положения пещер

хорошо установима, а увеличение количества и объемов карстовых каналов ограничено мелким интервалом ниже среднего водного уровня. Выше водного уровня увеличение каналов растворения происходит за счет инфильтрационных потоков.

Стадии **формирования** закарстованности [Максимович, 1963; Дублянский, Кикнадзе, 1984]:

А. Воздымание территории под влиянием тектонических подвижек. На участках поверхности карстующейся толщи, характеризующихся более сильной раздробленностью, коррозия протекает интенсивней, чем на участках относительно среднего или слабого дробления. Неравномерное понижение кровли карстующегося пласта формирует волнообразный рельеф. В зоне горизонтальной циркуляции подземные воды перераспределяются соответственно плановой трещиноватости – от менее водообильных слабораздробленных зон через среднераздробленные к сильнораздробленным зонам, по которым локализованные трещинно-карстовые воды движутся к очагам разгрузки.

Б. В массиве идет увеличение размеров коррозионных полостей, зародившихся во время первой стадии, преимущественно в сторону сильнотрещиноватых зон за счет комплексного действия процессов гравитационного обрушения кровли, подземной потоковой эрозии и коррозии. Формируются коррозионно-обвальные полости, часто со сводчатыми потолками. Расширенные

растворением трещины слабо- и среднетрещиноватых зон увеличиваются в размерах, иногда сливаясь в полости второй генерации, также локализирующих подземные воды.

В. На поверхности карстующегося пласта происходят дальнейшее углубление и расширение карстовых депрессий и седловин, контролируемые степенью коьматации приповерхностных трещин, мощностью и составом обвальнo-карстовых отложений, затрудняющих фильтрацию.

Г. Значительное или полное растворение и вынос материала обрушения на месте сильнораздробленных зон подземными и поверхностными водами. В местах существования систем подземных ходов и полостей получают максимальное развитие эрозионно-карстовые линейные формы.

Основные условия моделирования **тектонoфизики** [Гзовский, 1975; Катаев и др., 1983; Катаев и др., 1987; Печеркин и др., 1984] пластов: однородность, изотропность и упругость модельного материала. Основные вводимые данные: размеры пласта, его механические характеристики (модуль Юнга, коэффициент Пуассона), давление, оказываемое на пласт вышележащей толщей пород, направления действия прикладываемых нагрузок, амплитуда изгиба пласта. При решении задач подобного типа не учитывается анизотропность пород пласта, обусловленная изменчивостью механических свойств, наличием разрывных дислокаций, имеющих место до начала изгиба. Ограничение возможностей моделирования с применением решений теории упругости состоит в том, что горные породы не являются чисто упругими. Вследствие этого модель способна показать места возможного заложения трещинных и разломных зон (по распределению напряжений, значения которых превышают прочность пород), но теряет свои прогностические свойства в момент образования и начала функционирования разломов. Для наиболее достоверной корреляции получаемых полей напряжений с трещиноватостью и закарстованностью расчету должно предшествовать изучение геологической истории развития массива, условий залегания, прочностных и деформационных характеристик слагающих его горных пород.

Карст в складчатых дислокациях определяется во многом и генетической взаимозависимостью трещинно-карстовых и водообильных зон. Неравномерно-глыбовые движения по древним разломам платформ и прогибов формируют глыбовую складчатость, выраженную в осадочном чехле в виде таких морфологических разновидностей, как брахискладки, купола, мульды, седловины, валы. В пределах таких структур водообильные зоны, в зависимости от типа подземного стока, формируются в осевой и периферийных частях складок.

Сводово-глыбовые движения по относительно молодым и древним омоложенным разломам в горно-складчатых обстановках приводят к формированию водообильных зон не только в

осевых частях антиклинальных и синклиналиных складок общего смятия, но и в пределах интрузивных тел и разломов (Рисунок 6, 7).

Одной из наиболее общих особенностей соотношения складок и карстовых форм, отмечаемой исследователями, является приуроченность карста к сводовым частям положительных структур, где мощность покровов, как правило, минимальна. Существует прямо пропорциональная зависимость между амплитудой поднятия структур и степенью их закарстованности, а также между наклонами крыльев структур и степенью их закарстованности. Последняя зависимость прослеживается в том случае, когда карстующиеся породы залегают выше локальных базисов эрозии. Взаимосвязь между закарстованностью крыльев структур и углами их наклона отсутствует на участках, расположенных вблизи эрозионных врезов.

Трещиноватость, определяющая водопроницаемость карстующихся толщ и обеспечивающая возможность циркуляции вод внутри массива, играет исключительную карстогенетическую роль. На интенсивность карстообразования существенно влияют раскрытость и протяженность трещин того или иного генетического типа.

По механизму формирования наиболее часто встречаются **два типа складчатых тектонических структур**: поперечного изгиба и продольного сжатия (Рисунок 8). Структуры поперечного изгиба пород, наиболее свойственные для платформ, возникают вследствие дифференциальных вертикальных подвижек блоков фундамента.

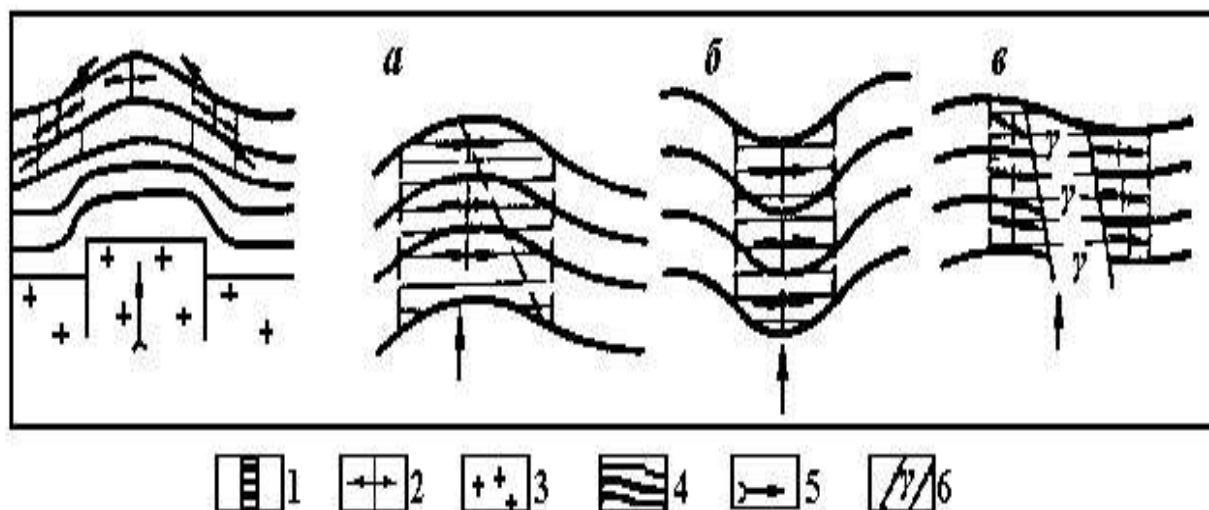


Рисунок 6 - Схемы образования водообильных зон в платформенной и геосинклинальной обстановках [Печеркин, Шерстнев, 1986]: в антиклинальной складке (а), синклиналиной складке (б), на контакте интрузивного тела (в). 1 – водообильная зона, 2 – направления действия нормальных и тангенциальных сил, 3 – породы фундамента, 4 – породы осадочного чехла, 5 – направление тектонических движений, 6 – интрузивное тело

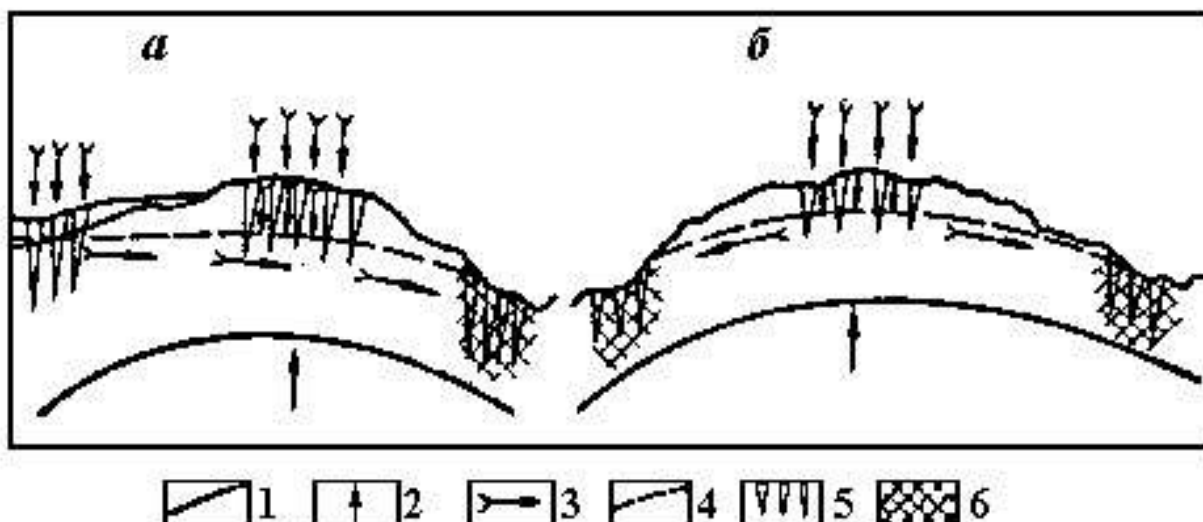


Рисунок 7 - Местоположение водообильных зон в условиях локальных структур при одностороннем (а) и двухстороннем (б) стоках [Печеркин, Шерстнев, 1986]. 1 – водоносные породы, 2 – направление новейших тектонических движений, 3 – направления движения атмосферных осадков и подземных вод, 4 – уровень подземных вод, 5 – трещинные зоны, 6 – водообильная зона

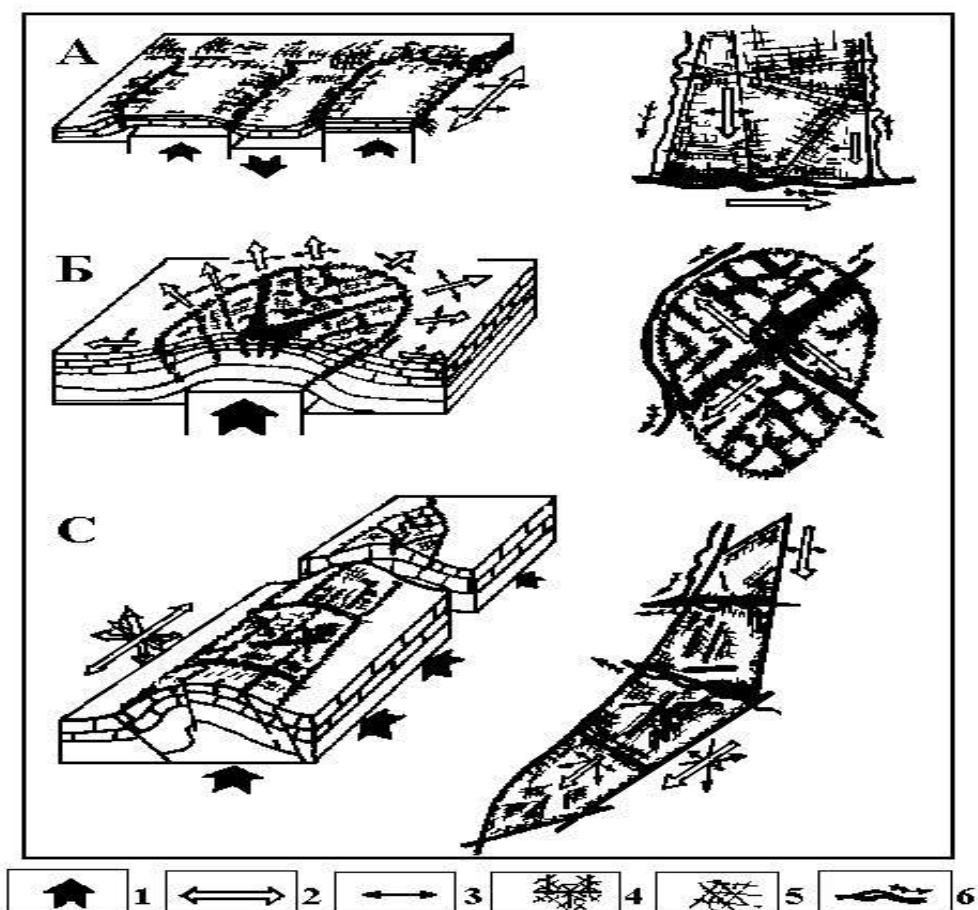


Рисунок 8 - Типы распределения закарстованных разломов и участков трещиноватости в пределах пликативных структур: А – коробчатых, Б – брахиантклиналиных, В – линейных. 1 – направления тектонического стресса, 2 – направления регионального и 3 – локального движения подземных вод, 4 – разломы, 5 – участки трещиноватости, 6 – поверхностные водотоки

Они характеризуются малыми углами наклона крыльев (первые градусы, минуты), большими мощностями отложений, отсутствием, как правило, смещений по разрывам. Эти структуры по конфигурации в плане наиболее часто имеют овально-вытянутую или круглосимметричную форму (брахискладка, вал, купол и др.).

Структуры продольного (тангенциального) сжатия характерны для горно-складчатых областей. Они образуются вследствие горизонтального сжатия толщ пород в периоды интенсивного подъема территорий. Структуры ориентированы перпендикулярно силам максимального сжатия, нередко запрокинуты в сторону платформ, осложнены разрывными смещениями. Морфологически структуры чаще всего представлены линейными складками.

Практика карстологических исследований показала, что максимальное карстоформирующее преимущество получают следующие нарушения сплошности пород: 1) совпадающие по простиранию с направлением регионального подземного стока, 2) открытые для формирования субгоризонтального площадного или локализованного потока (водопроницаемые по простиранию пород), 3) обеспечивающие гидродинамическую связь подземных вод разных горизонтов (водопроницаемые по падению пород), 4) имеющие гидродинамическую связь с поверхностной дренажной системой.

Согласно схеме преимущество в развитии карста получают: в случае А – зоны нарушений, ограничивающие складку, но расположенные параллельно к направлению подземного стока; в случае В – зоны, пересекающиеся в центральной части складки и в меньшей степени параллельные им. Как правило, эти зоны прослеживаются до контура складки, и иногда по ним происходит переток глубинных вод к поверхности. Эти нарушения сплошности более активны вследствие того, что область питания подземных вод складки часто расположена в ее сводовой части. В случае С наиболее активны в карстологическом отношении зоны, ограничивающие складку и зоны в осевой части структуры.

Карстопроявления известны и в синклинальных складках: пещера Cleave Land Avenue [Ford, Williams, 1989], площадь Мамонтовой пещеры. Рисунок распределения зон нарушений в породах синклинальных складок аналогичен рисунку для антиклиналей, близких по механизму формирования и строению.

Изменения карстово-гидродинамической активности устанавливаются в результате анализа морфометрии и направленности реликтовых и современных активных форм карста [Максимович, Быков, 1971; Печеркин и др., 1984].

Структурно-тектонический анализ имеет высокую значимость в оценке устойчивости территории при исследованиях регионального, локального и детального масштабов.

Научный подход к изучению морфологии пещер совершил большой прорыв в XX в., и особо значимые успехи сделаны за последние 40 лет. Начиная с работ А.А. Крубера, Г.А.

Максимовича, Н.А. Гвоздецкого, замечен качественный скачок в работах В.Н. Катаева, Б.Р. Мавлюдова, О.И. Кадебской, S. Кемре и др. с привлечением современных знаний из химии, физики, математики.

1. Разработаны классификации карстовых и не карстовых форм рельефа на основе географического подхода, а также по морфолого-генетическому и литологическому признакам.
2. Предложены концепция эпикарста и фреатическая теория, гидротермокарстовый генезис пещер, которые нашли многочисленные подтверждения на практике.
3. Разработана генетическая классификация пещер на основе геологического анализа.
4. Изучена гидрогеология массивов, полезные ископаемые и минералы, сопряжённые с карстом.
5. Успешно применены геофизические методы разведки в эпикарстовой зоне, но при этом, как показала практика, тектонические и геоморфологические исследования стали ещё более необходимыми.
6. Карстовые и некарстовые пещеры широко распространены как на поверхности Земли, так и в гипергенной зоне земной коры. До сих пор большая часть полостей представляет географические «белые пятна», не смотря на продолжительную историю изучения и бурный подъём в последние полвека.
7. С приоритетом геологической и геоморфологической основы на развитие морфологии пещер влияет физико-географическая обстановка (широтная и высотная зональность).
8. Открыты в 60-х гг. прошлого века и изучаются некарстовые пещеры (лавовые трубки вулканов, трещинные и газовые полости в изверженных породах, т.д.). Однозначной модели спелеогенеза нет.
9. Карстовые полости вмещают разнообразные полезные ископаемые и минералы, что имеет народнохозяйственное значение. Активно и продуктивно минерализация карста изучается с 60 гг. XX в.
10. Рельеф карста оказывает глубокое влияние на ландшафт как физико-географический комплекс, на микроклимат и почвенно-растительный покров.
11. Изучение морфологии пещер важно при инженерно-геологическом планировании и гидрогеологической оценке местности, что особенно проявилось в последние полвека в связи с нарастанием народно-хозяйственных нужд.
12. На современном этапе исследований на передний план выходит тектонико-геоморфологический анализ с целью понимания геодинамики спелеогенеза, математическая оценка и цифровая обработка данных.

Глава 2. Методика и результаты наблюдений тектонически-обусловленных линейных структур

2.1. Объект исследования

Объектом исследования являются выдающиеся пещеры Алтае-Саянской горной области в конгломератах и мраморизованных известняках (Рисунок 9).

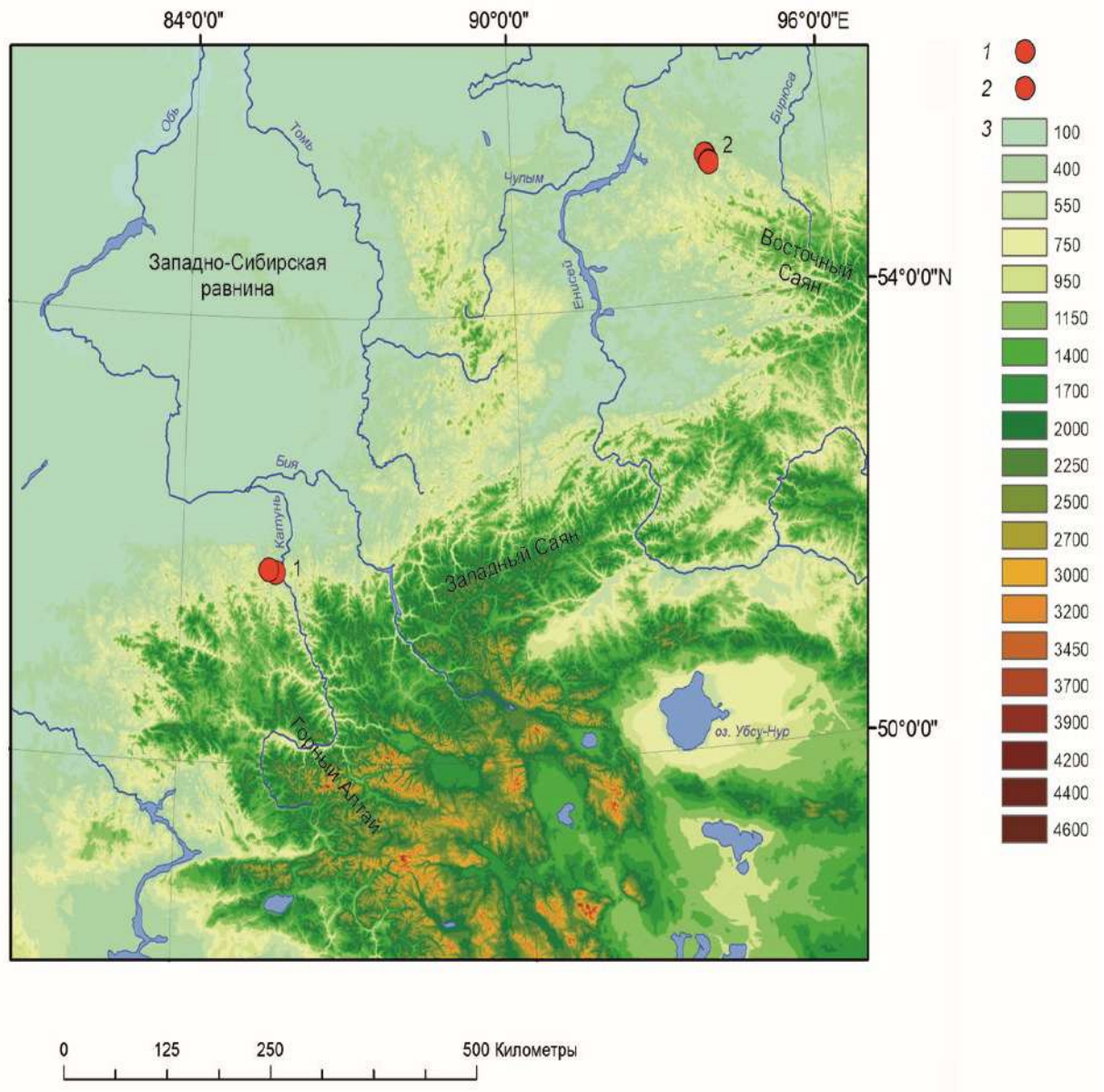


Рисунок 9 - Местоположение выдающихся пещер Алтае-Саянской горной области

1 – Алтайская и Кек-Таш; 2 – Большая Орешная и Дудинская; 3 – абсолютные высоты местности

Исследуемые пещеры приурочены к низкогорному рельефу платообразных хребтов с широкими слабо расчлененными водоразделами с затрудненным дренажем и глубокими меж хребтовыми долинами, в которые осуществляется подземный сток. Изучаемые пещеры

Восточного Саяна находятся в нарвской толще, сложенной известковисто-алевритовыми конгломератами: валуны - доломиты, галька - кварцевый кремнь, плагиоклаз, цемент песчано-гравелитовый с кальцитом (не повсеместно). Мраморизованные известняки каянчинской свиты, в которых заложены изучаемые пещеры Горного Алтая, обрамлены кислыми эффузивными, терригенно-вулканогенными породами, гранитами. Тектоника представлена разломами правостороннего типа с оперяющимися структурами растяжения [Новиков, 1998].

Вопросы морфологии и генезиса пещер карстового происхождения достаточно хорошо изучены [Цыкин, 1985, Маринин 1990, Климчук, 2009], при этом считается, что пещеры в слабокарстующихся породах (конгломератах, мраморах и мраморизованных известняках) редки, незначительны и механизм их формирования до конца неясен [Цыкин, Цыкина, 1977; Lipar, Ferk, 2022; Филиппов и др., 2023]. Ранее предполагалось, что крупные конгломератовые пещеры нарвской толщи [Геологическая карта..., 1962] Восточного Саяна развиты благодаря карбонатной составляющей матрикса пород и высокой пористости [Цыкин, 1990]. Однако в последние 30 лет спелеологические исследования удлиннили пещеры втрое (самыми выдающимися являются пещеры Большая Орешная, Дудинская и Баджейская, длина которых составляет более 51 км, 41 км и 10 км соответственно), обнаружив тектонические разрывы, зоны дробления с некарбонатными обломками и цементом (результаты РФА анализов в приложении В). Установлено, что в данных пещерах глинистые отложения кольматируют трещины и поры, блокируя разгрузку, тем не менее подземная гидросеть без задержек выносит воду с глинистым материалом из пещер по разломам [Boulytchov, 1999]. Спелеогенез, обусловленный дизъюнктивными нарушениями, имеет морфологические особенности на поверхности: пещеры заложены на резком изгибе изолиний горизонталей. Породы нарвской конгломератовой толщи распространены на площади 132 км², но только на участке 36 км² обнаружены незначительные приповерхностные полости. При этом на данной территории изучены пещеры-гиганты (Рисунок 10), представляющие собой природный феномен, приуроченный к областям повышенной тектонической раздробленности.

На Горном Алтае известняковый карст известен на Тегерецком, Теректинском, Сумультинском хребтах [Максимов, 1993_a]. На хребте Иолго наиболее значимые пещеры Туткушская, Каракокшинская, Большая Медведица, Кат-Шу, Жёлтый Бантик, на Семинском хребте - пещеры Алтайская, Кёк-Таш, Геофизическая, СОАНтехническая, Дуэт [Максимов, 1993_б].

Развитие карста на Горном Алтае происходит в районах древнего магматизма, который замедляет карстогенез, так как изменяет состав прилегающих карбонатных пород за счет

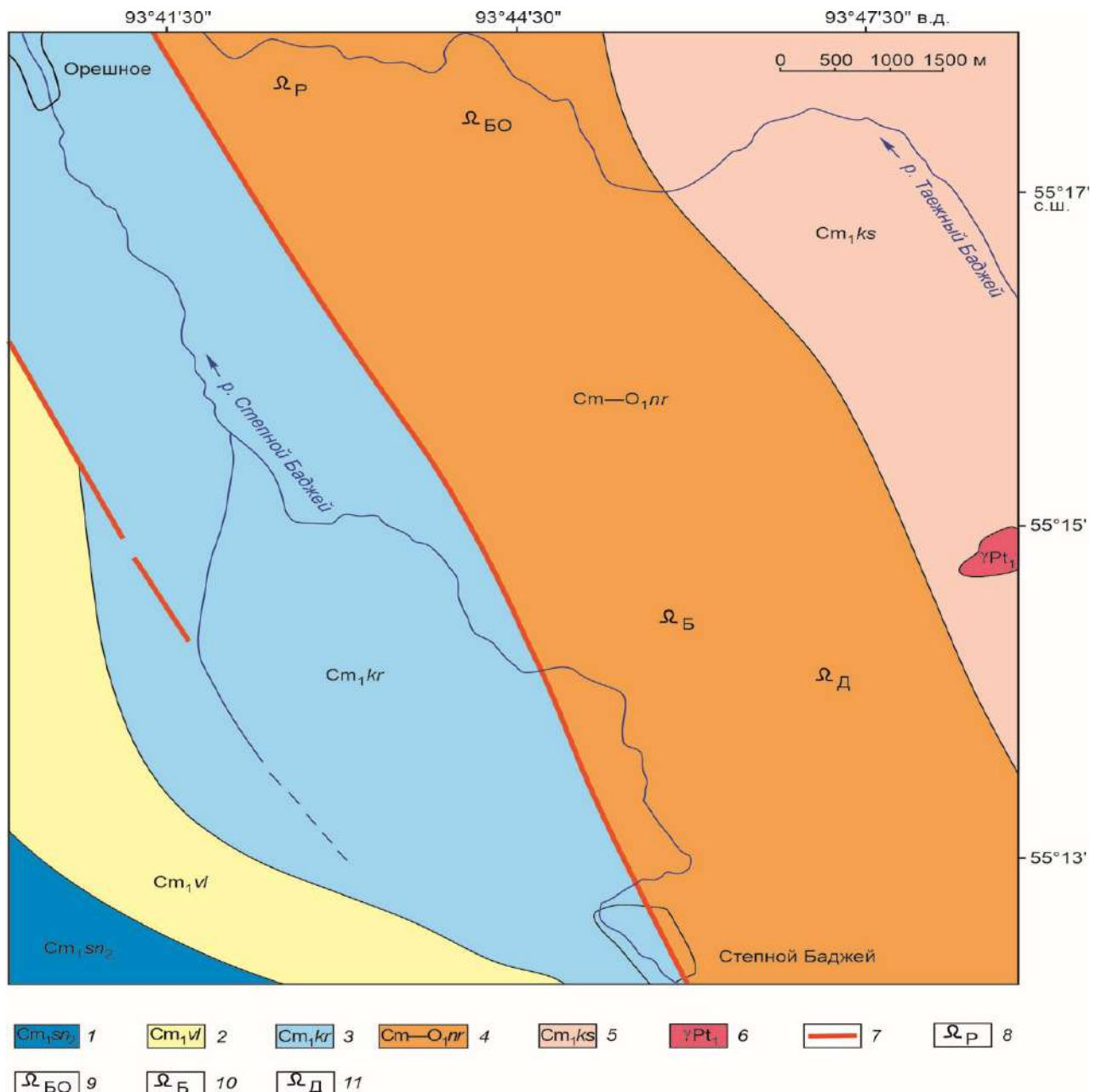


Рисунок 10 - Геолого-тектоническая схема Баджейского участка

1 - синерская подсвита: массивные доломиты; 2 - свита Выезжего лога: глинистые сланцы; 3 - крольская свита: доломиты; 4 - нарвская конгломератовая толща: известковисто-алевритовые конгломераты, валуны - доломиты, галька - кварцевый кремль, плагтоклаз; 5 - койская свита: кварцевые песчаники; 6 - микроклиновые гранито-гнейсы; 7 - разломы; пещеры: 8 - Ручейная, 9 - Большая Орешная, 10 – Баджейская, 11 – Дудинская

метаморфизма [Михайлов, 1961]. Измененные карбонатные породы имеют мелкозернистую структуру, что исключает или затрудняет протекание карстовых процессов [Гвоздецкий, 1954]. Но, несмотря на это, нами исследован ряд крупных пещер (Алтайская и Кек-Таш, длиной более 4,7 и 3,2 км соответственно) в слабокарстующихся мраморизованных известняках нижнего кембрия [Геологическая карта..., 1977], развитие которых, по нашим наблюдениям, приурочено к областям тектонических разрывных нарушений.

Целью данного исследования является выявление особенностей морфологии и разработка модели происхождения крупных пещер в слабокарстующихся породах Алтае-Саянской горной области на основании данных собственных исследований.

Породы массивов фрагментарно имеют плотную сеть трещиноватости, местами прорываются микроклиновыми гранитами. Нами предложена гипотеза формирования полостей, основанная на процессе аргиллизации [Волостных, 1972] вдоль разломов с последующим выносом глинистой компоненты грунтовыми водами в направлении разгрузки пещер.

Задачи исследования: 1) выявить закономерности, позволяющие отличать строение слабокарстующихся пещер от типично карстовых; проанализировать данные по геологии изучаемых районов и данные, полученные в результате собственных исследований, литературный материал и отчёты спелеологических экспедиций; 2) выявить роль трещиноватости и аргиллизации при образовании крупных полостей в слабокарстующихся породах; 3) проследить связи морфологии пещер с разрывными нарушениями массивов крупнейших полостей в слабокарстующихся породах Алтае-Саянской горной области; 4) разработать модель происхождения и сформулировать поисковые характеристики, позволяющие обнаруживать новые полости в Алтае-Саянской горной области.

Считается, что пещеры в некарстующихся породах (гранитах) развиты благодаря гидродинамической, геохимической и бактериальной эрозии кремнезёмной компоненты породы по трещиноватости [Willems, et al, 2005, Silva, 2008, Souza, 2018, Vasconcelos and Rodet, 2019]. В то же время показано, что такая эрозия не может дать значительных полостей [Parker, , et al, 2018], однако открыты крупные пещеры Gobholo, STM, Coral и другие [Carrol, 1982; Cooper, Mylroie, 2015].

2.2. Методы исследований

Для исследования разрывных нарушений внутри пещер выявлялись тектонически приуроченные протяженные линейные структуры: высокие, протяжённые, прямолинейные пещерные галереи, заложенные по раскрытым тектоническим нарушениям. Линейные структуры имеют вертикальные или почти отвесные стены с признаками зеркал скольжения или без таковых из-за эрозии дренирующими водотоками. Выявлялись сопутствующие зоны дробления, брекчии, и выдвигалось предположение их тектонического происхождения. Высота достижимой части разрывов из глубин пещер, купольно-тупиковые восходящие вертикальные плоскости определялись картографированием после стенных восхождений с

применением альпинистской техники [Булычов, 2019, Bulychov, 2021] или лазерной съёмкой, где это представлялось возможным.

Для картографирования внутри пещер выполнялась инструментальная лазерная съёмка (Leica HDS 7000 с плато со встроенным компасом и blue tooth), полуинструментальная съёмка (лазерная рулетка Bosch GLM 50C). Для обработки данных измерений внутри пещер использовалась программа Survox-Win 32 компании Inkscape [Golicz, 2017]; изображения выполнены в программе “therion”. Для визуализации применены расширения .3D, .loch, .png.

На поверхности использовались аэрофотоснимки (из фонда ИГиГ СОРАН) с последующим инструментальным стереоскопическим дешифрированием и выявлялись участки повышенной плотности трещиноватости. Для верификации выполнялся анализ космоснимков районов (ESRI-покрытие) и проводилось структурно-тектоническое профилирование по методике В.Н. Катаева [Катаев, 1999].

Структурно-тектоническое профилирование основано на предположении [Апродов, 1952] о волновой природе плотностного распределения трещиноватости, что объяснялось эффектом отражения естественных полей упругих волн от поверхностей границ раздела сред и появлением «стоячих» волн, в кучностях которых развивается более интенсивная трещиноватость, а между ними сохраняется относительно плотная порода. Исходными данными являлись полевые измерения расстояний между трещинами, фиксированными в обнажениях горных пород и в вырытых шурфах по линии профиля. Результаты обработки измерений с помощью математической статистики [Вилесов и др., 1973; Мягков, 1984] представляются как графики линейных аппроксимаций наблюдений по профилю исследования в виде корреляционных функций и энергетических спектров. Для усиления роли периодической составляющей использовался метод, основанный на оценке спектральной плотности дисперсии при равном расстоянии между точками наблюдения, получаемой в результате разложения в ряд Фурье корреляционной функции [Каждан, Гуськов, 1990]. Из-за недостаточной обнаженности расстояния между точками замеров иногда не равны, поэтому спектральная плотность дисперсии заменялась кусочно-линейным энергетическим спектром. Для осреднения кусочно-линейной функции использовался метод аппроксимации полиномом 8-й степени. Из полезной гармонической составляющей энергетического спектра вычитаются значения случайной составляющей фона, имеющие бета-распределение Фишера, для которого оценивается математическое ожидание и стандартное отклонение для проверки принадлежности пиков спектра к случайной составляющей. По энергетическим спектрам амплитуд выявлялись зоны повышенной плотности трещиноватости по профилям массива.

Для определения химического и минералогического состава пород применен рентгенофазовый анализ (аппаратура “Дрон-8», аналитик Мирошниченко Л.В.), элементный состав определялся на рентгенофлуоресцентном анализаторе Olympus Vanta M (аналитик Вишневский А.В.), анализ шлифов образцов (аналитик Вишневский А.В.) проводился в плоскополяризованном свете и в скрещенных николях с увеличением в 100 раз, водородный показатель в пробах раствора определялся автономным рН-метром Ohaus ST300-B.

Для обнаружения близко расположенных к поверхности (3 - 20 м) полостей применялись геофизические методы, включающие электро- и сейморазведку [Cardarelli et al, 2010]. Мы применили комбинацию обоих методов в одном эксперименте: провели сейсмо-электрические [Boulytchov, 2000, Sorokina, Boulytchov, 2001] измерения на поверхности для отсечки купольных полостей на относительно горизонтальных участках. Следует отметить, что в полевом эксперименте по методу сейсмoeлектрического эффекта необходим источник упругих волн, эквивалентный энергии 100 кг заострённой “болванки”, падающей с высоты 1.5 м. Обязательна специальная расстановка принимающих антенн электрического отклика для вычитания регулярных шумов, превышающих по амплитуде полезный сигнал [Mikhailov et al, 1997]. Также немаловажно, чтобы граница в разрезе разделяла среды с отчётливо разными физическими свойствами.

2.3. Характеристика района исследований и изученность

На спелеогенез Алтае-Саянской горной области влияют два основных фактора: литология пород и эрозионная расчлененность. Карстующиеся породы формировались в регионе в палеозое [Цыкин, 1990, Маринин, 1990], эрозионное расчленение территории происходило в кайнозое на фоне общего воздымания, вызванного неотектонической активизацией. Территория Алтае-Саянской горной области сложена породами преимущественно палеозойского и позднепротерозойского возраста, представленными интрузивными, осадочными или терригенно-эффузивными отложениями [Михайлов, 1961], которые нередко пронизаны интрузивными внедрениями гранитов. Карбонатные толщи осадочных пород сформированы плотными мраморизованными известняками, в меньшей степени мраморами и редко доломитами. Карстующиеся породы рассредоточены, их первичное горизонтальное залегание сильно нарушено, близ поверхностные слои дислоцированы.

Классический механизм карстификации [Максимович, 1963, Ford, Williams, 2007] происходил по карбонатным породам в раннем и среднем кайнозое. На плейстоценовом этапе спелеогенеза ведущим фактором является углубление эрозионных долин и развитие пещерных систем по тектоническим разрывам, что демонстрируется в данной работе.

Основная фаза новейшего орогенеза приходится на плейстоцен, она продолжается до настоящего времени, что проявляется в высокой сейсмичности территории с сосредоточением эпицентров землетрясений вдоль новейших разломов [Novikov, Sokol, 2007; Новиков и др., 2014, 2019]. В процессе динамических тектонических движений изменяются уровни базисов эрозии, что в свою очередь приводит к смещению гидродинамических зон в массивах горных пород и, как следствие, к образованию современных пещерных систем и подземных рек.

Район Манского прогиба (Восточный Саян) представляет собой часть крупного синклиория. Нарвская конгломератовая толща мощностью 800 - 1000 м кембрия - нижнего ордовика состоит из плотных доломитовых валунов, кремниевой - кварцевой гальки и известковисто - глинистого матрикса [Геологическая карта..., 1962]. Локальный карстогенез Р.А. Цыкин связывал со структурой породы, состоящей из обломков и карбонатно-глинистого цемента, где “растворение любого из компонентов приводит к выборочной потере прочности” [Цыкин, Цыкина, 1977]. Цемент породы имеет высокую степень пористости. Порода, слагающая валуны, мелкозернистая. Пласты конгломерата падают в юго-западном направлении с наклоном от 3^0 - 45^0 . В пещерах на глубинах 40 - 80 м по межпластовым трещинам заложены слабонаклонные галереи, образуя с трудом идентифицируемые два этажа. Присутствие бикарбоната кальция в водяном паре подтверждают фрагментарные эксудаты: сферолиты, зёрна, каменные цветы [Цыкин, 1985] и Галерея кристаллов, глиняный пол которой устлан кристаллическими сноповидными агрегатами. В пещерах плювиал прослеживается по следам озерных уровней и реликтов редких кальцитовых корок.

Из обзорной карты района пещер (Рисунок 1) видно, что преобладают низкогорья со слабо расчлененными хребтами - нагорьями с реликтами поверхностей выравнивания, разделенными друг от друга глубокими тектоногенными долинами. Морфология рельефа препятствует поверхностному дренажу и способствует прониканию поверхностных вод по зонам трещиноватости с разгрузкой в ближайшие источники. Входы в пещеры расположены на высотах 600 - 650 м, базис эрозии до речных долин 250 - 280 м. Рельеф поверхности сформирован денудацией. Породы на склонах сильно задернованы, и карст слабо выражен на незначительных фрагментах выположенных поверхностей. Генезис пустот преимущественно тектоно-денудационный с накоплением суглинков и обломочного материала. Воды пещерных водотоков, эрозионная деятельность которых является основным фактором современной динамической системы пещеры, формируются за счет конденсации водяного пара и

инфильтрации воды с поверхности, поэтому Большая Орешная и Баджейская пещеры продолжают развиваться (в последние годы изучены новые системы и гроты, в которые 40 лет назад невозможно было попасть из-за недостаточного сечения проходов или их отсутствия).

Постоянные водотоки с небольшим расходом (до 3,5 л/с) текут по суглинкам, но основные ручьи врезаны в коренные породы. Временные водотоки интенсивно эродировать стены в вертикальных разломах и трещинах. Постоянные небольшие озера образовались за счет кольматации трещин дна гротов или галерей суглинком. Крупные озера расположены на нижних уровнях пещер, но стока их на поверхность не обнаружено. Морфология местности показывает, что Баджейская пещера была вскрыта нивально - эрозионным провалом (глубина 23 м) и развивалась первоначально на этом же уровне, в то время как Большая Орешная была вскрыта склоновой денудацией и развивались одновременно на разных уровнях, как и Дудинская пещера, вскрытая раскопкой узости в гроте на склоне горы.

Сеть разрывов, по которой развиваются пещеры в конгломератах нарвской толщи, была выявлена в результате наших исследований, и мы полагаем, обуславливает размеры и пространственную (“решётчато-коробчатую”) геометрию полостей. В отличие от этого типично карстовые системы в карбонатах имеют трубчато-коридорную морфологию.

В связи с выше сказанным выдвигаем первое утверждение. Морфология пещер, развитых в слабокарстующихся породах, характеризуется решётчато-коробчатой геометрией, что определяется системой трещиноватости вдоль разрывных нарушений малых амплитуд. Основные направления ходов выстраиваются не в субгоризонтальные, а в восходящие (часто купольно-тупиковые) субвертикальные плоскости.

2.4. Результаты исследований

Работы, в основном, были сосредоточены на наиболее крупных пещерах в конгломератах и мраморизованных известняках Алтае-Саянской горной области.

Пещеры Большая Орешная, Баджейская, Дудинская заложены в конгломератах, имеющих сложную и неоднородную структуру по площади распространения и по глубине [Геологическая карта..., 1962]. Конгломераты нарвской толщи дислоцированы разломами растяжения, являющимися оперяющимися структурами системообразующих разломов право-сдвигового кинематического типа [Новиков, 1998], имеют фрагментарно плотную сеть трещиноватости, местами прорываются микроклиновыми гранитами. Как правило, пещеры заложены на склонах с резкими изгибами горизонтальных линий, что можно проследить на орографических картах.

От главного входа пещера Большая Орешная имеет глубину 155 м (по фронтальной проекции). Ниже этого уровня спелеологи погружались в сифон на 35 м. Самая высокая точка пещеры (система “Застрем”) находится на 44 м выше главного входа, поэтому амплитуда составляет 234 м. Общий объем пустот оценивается более чем в 400000 м³. Параметр трещинной пустотности по замерам на плато в районе вершины горы оказался равным 0.05 - 0.1, что является очень высоким значением. Все отдельные части и системы пещеры тщательно нанесены на карту (Рисунок 11) и в общей сложности составляют более 51 км, но

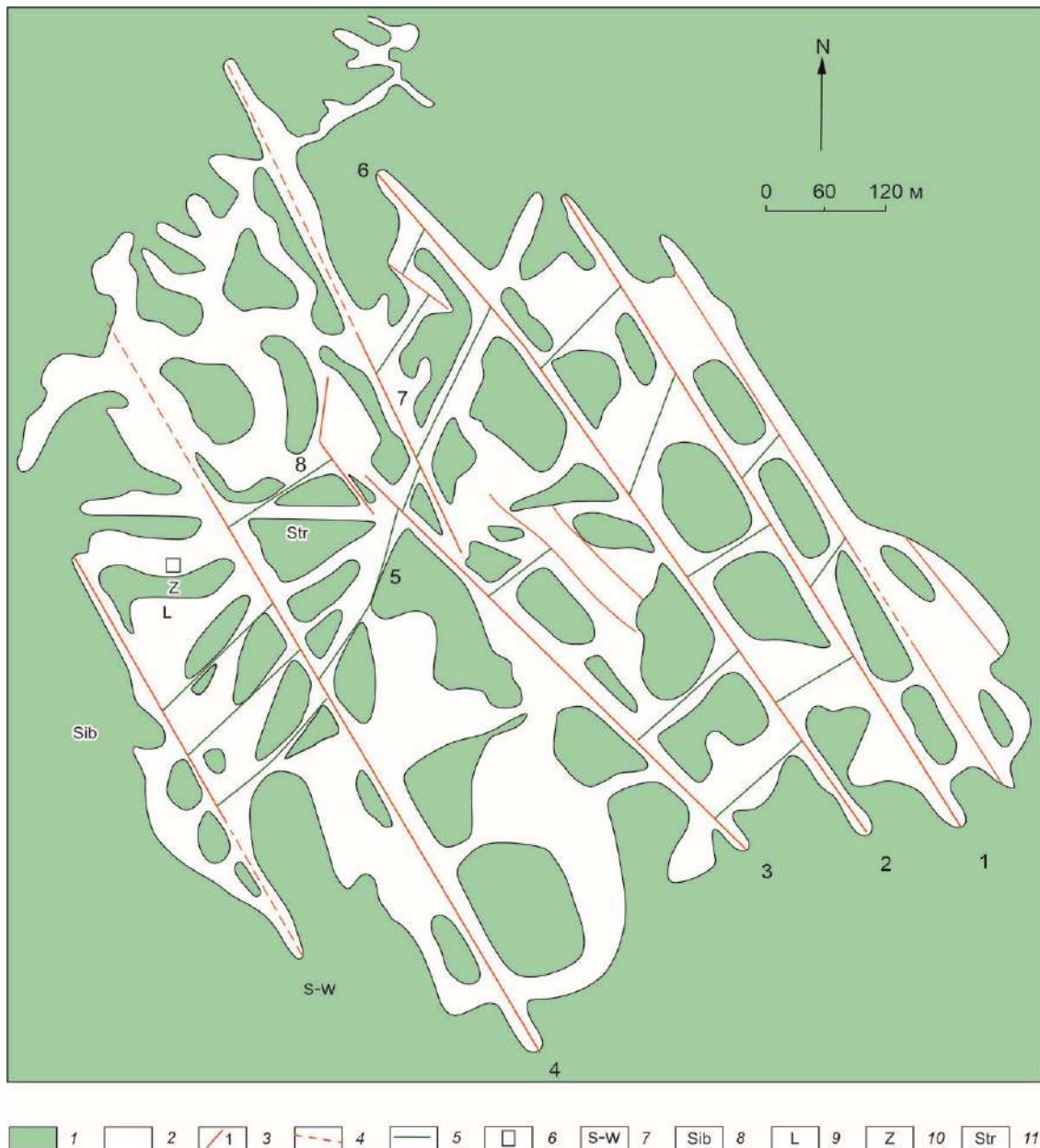


Рисунок 11 - Схема (вид сверху) пещеры Большая Орешная и прослеженные разрывы, по которым развита пещера

1 - массивы пород; 2 - полости; 3 - разрывы, их номера (названия в тексте) и соответствующие им линейные структуры пещеры; 4 - предполагаемые разрывы; 5 - разрывы растяжения; 6 - площадка геофизических измерений; 7 - разрыв S-W; системы: 8 - Сибирская; 9 - Лотос; 10 - Застрем; 11 - Стрем



93°41'30"

93°45'0" в.д.

55°17'0"
с.ш.

93°45'0"

93°48'0" в.д.
55°15'0"
с.ш.

55°13'30"

Рисунок 12 - Космоснимок Баджейского участка и его детализация

синтезировать их все в общую карту пока трудно [Boulytchov, 1999] из-за сложности трёхмерного лабиринта и взаимных корреляций разных систем пещер. Однако работа продолжается в 3-D модели.

В глубинах пещеры Большой Орешной нами проведены наблюдения протяжённых линейных структур со сводами, не достигаемыми мощными фонарями, с признаками зеркал скольжения, и выдвинуто предположение их тектонического (разрывы 1-8) происхождения (углы наклона 90^0 и редко понижаются до 70^0). Параметры разрывных нарушений показаны в Таблице 3, но кинематические типы едва ли выявлялись, так как стены разрывов практически всегда эродированы и иногда покрыты натечной коркой. Фрагментарно по зеркалам скольжения предполагался сдвиговый тип некоторых разломов со смещением 2-5 м (Рисунок 43). Разрывы 1-8 не удалось проследить с поверхности из-за сильной задернованности склонов массива. Дизъюнктивное нарушение на Ю-З схемы (S-W на рисунке 11) предположено с поверхности пещеры посредством выявления зональностей повышенной плотности трещиноватости, по дешифрированию аэрофотоснимков и космоснимков ESRI-покрытия (Рисунок 12). Благодаря этому прогнозу нами была открыта значительная система Сибирская (на рисунке 13 показана синим цветом, основная часть пещеры - чёрным цветом).

Системы Сибирская, Лотос и “Стрем” отделены от основной части пещеры разрывом Вертикаль [Bulychov, Sorokina, 2017] шириной до 20 м, который приводит к предвершинному

Таблица 3 - Параметры разрывов, выявленных в глубинах пещеры Большая Орешная

Разрывы: номер на рис. 11 и 13, название	Высота достижимой части: лазерная съёмка, м / топосъёмка после стенного восхождения, м	Прослеженная длина (суммарная), м
1 Внеземная галактика	60 / 40	300
2 Озёрный	60 / 30	300
3 Каторжный	40 / 20	200
4 НГУ	30 / 20	400
5 Колокольный	40 / 20	200
6 Сурдовский	30 / 20	100
7 Проходной	30 / 20	200
8 Вертикаль	90 / 70	250

плато, где заложена близ лежащая к поверхности часть пещеры Большая Орешная. В результате обработки геофизических измерений предположены пустоты на глубинах 3 - 8 м, поэтому был преодолен глыбовый завал в системе “Стрем” снизу вверх и открыта система “Застрем”, которая оказалась очень близко к дневной поверхности (3 - 5 м), но полностью перекрыта валунами, плотно спрессованными алевроитовым матриксом.

Предположение о возможном продолжении пещеры по верхним горизонтам привело к поискам фрагментов древних поверхностей выравнивания вблизи вершины горы и в направлении значимой пещеры Ручейной, которая активно развивается в сторону Большой Орешной. С помощью тщательного исследования на местности были выявлены локальные плато и зоны сгущения трещиноватости (возможно, разломов, рис. 13). Отчётливо видно (Рисунок 13), что пещера Большая Орешная развита в блоке, ограниченном сетью разрывов, что геоморфологически выражается резким изгибом изолиний горизонталей в массиве. Более того, удалось предположить разлом (или зоны высокой плотности трещиноватости) к западу от основного массива пещеры, по которым спелеологами пока ничего не обнаружено. Как примеры субвертикальных восходящих плоскостей приводим разрезы вдоль линий (Рисунок 11, 13) разрывов 6 - 2 (Рисунок 14), 4 (Рисунок 15), 7 и разрывов в гроте Грандиозный (Рисунок 16).

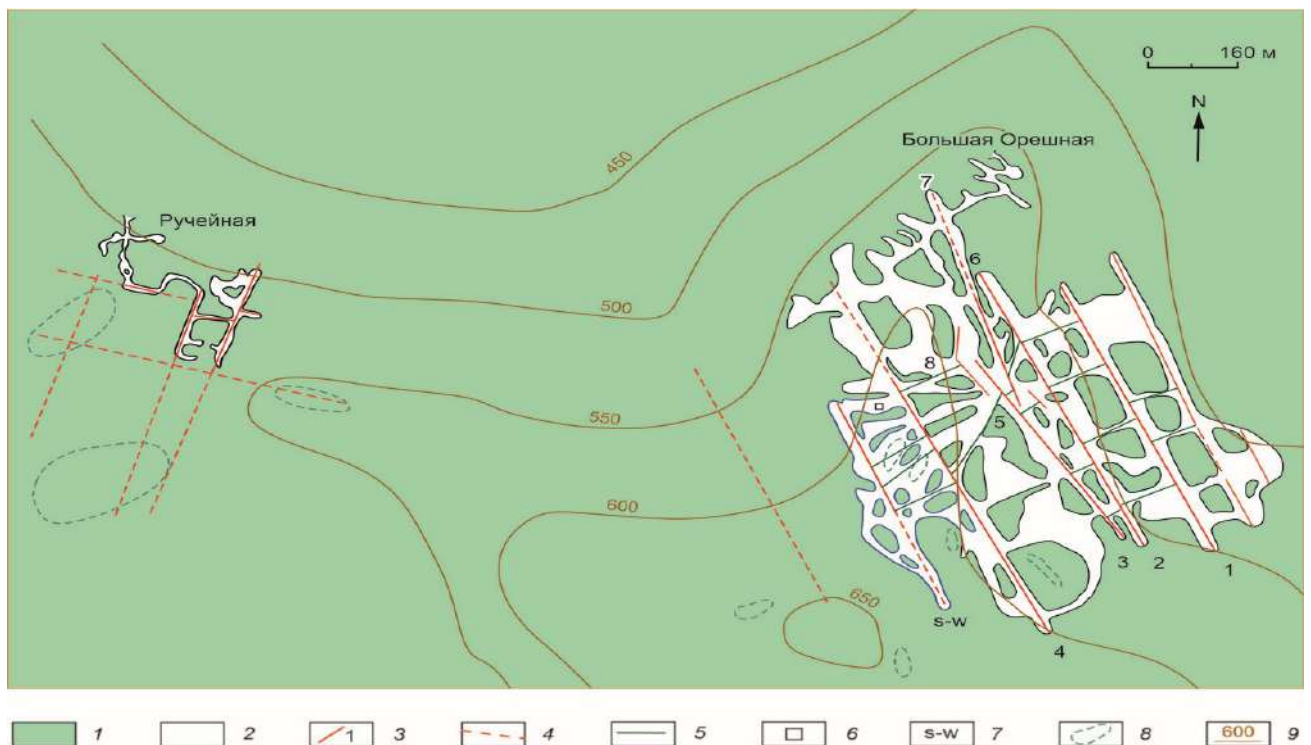


Рисунок 13 - Выявленные разрывы и привязка карты пещер Большой Орешной и Ручейной к дневной поверхности: 1 - массивы пород; 2 - полости; 3 - разрывы, их номера (названия в тексте) и соответствующие им линейные структуры пещеры; 4 - предполагаемые разрывы; 5 - разрывы растяжения; 6 - площадка геофизических измерений; 7 - разрыв S-W; 8 - поверхности выравнивания; 9 - горизонтали с отметками высот

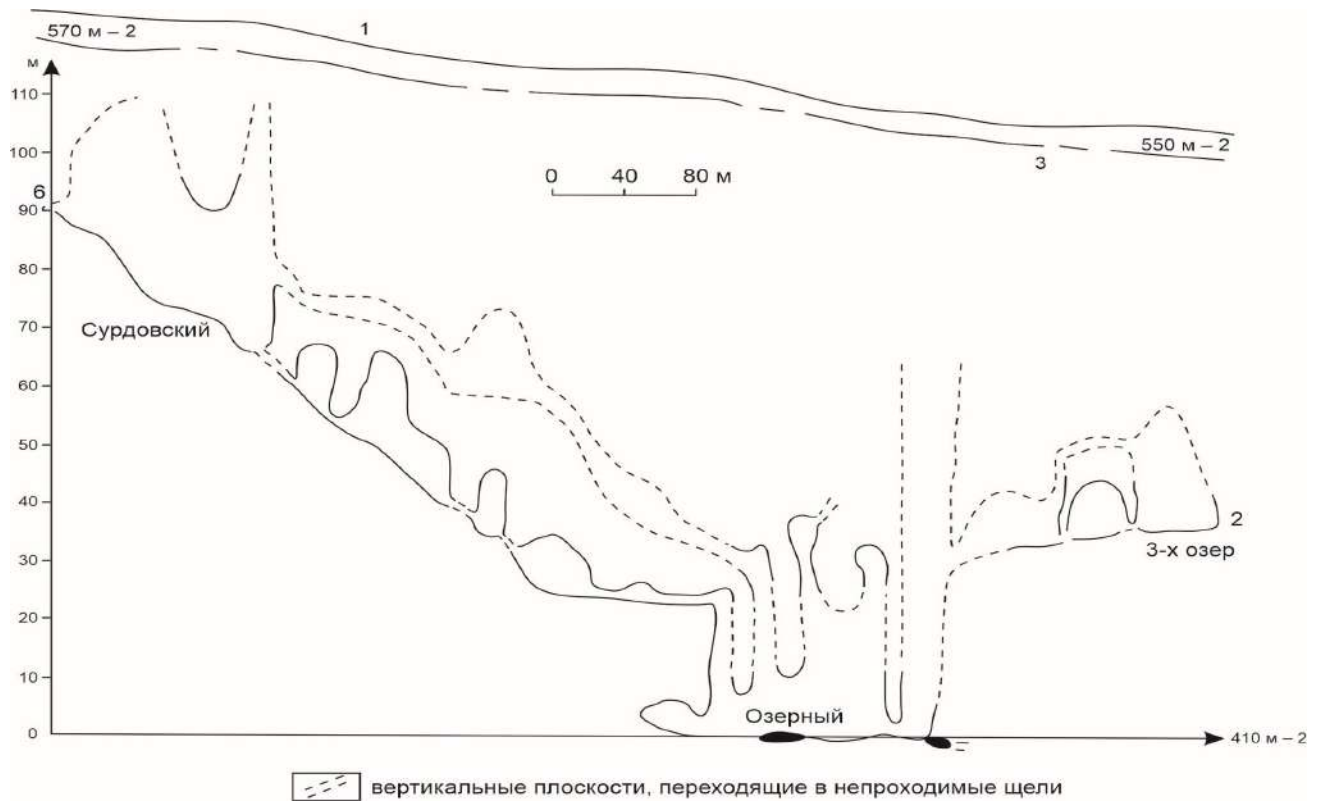


Рисунок 14 - Разрез (вид сбоку) в породах по линии разрывов 6-2 в пещере Большая Орешная: 1- линия поверхности, 2- абсолютные высоты, 3- линия разрыва в масштабе

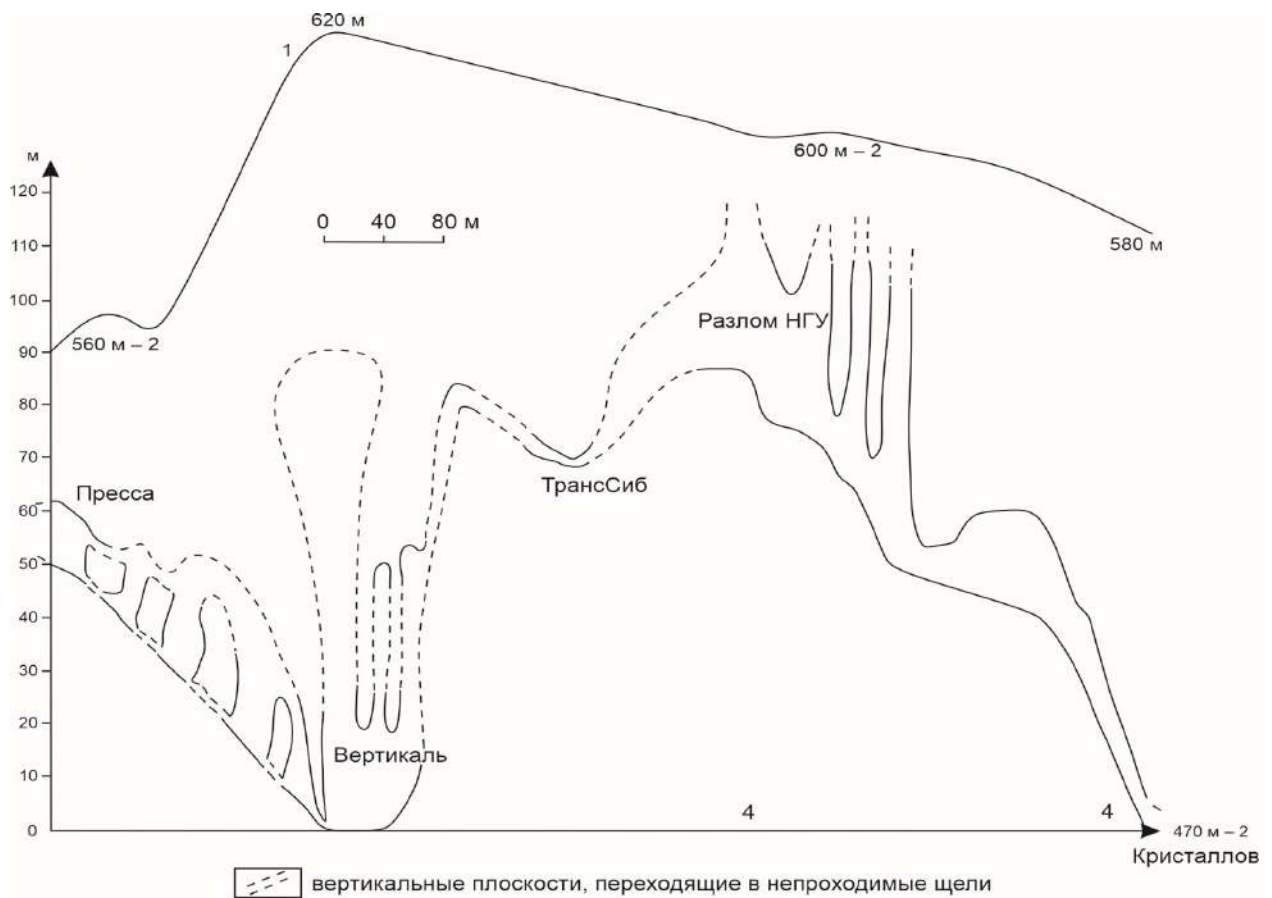


Рисунок 15 - Разрез-развёртка по линии разлома 4 в пещере Большая Орешная: 1- линия поверхности, 2- абсолютные высоты

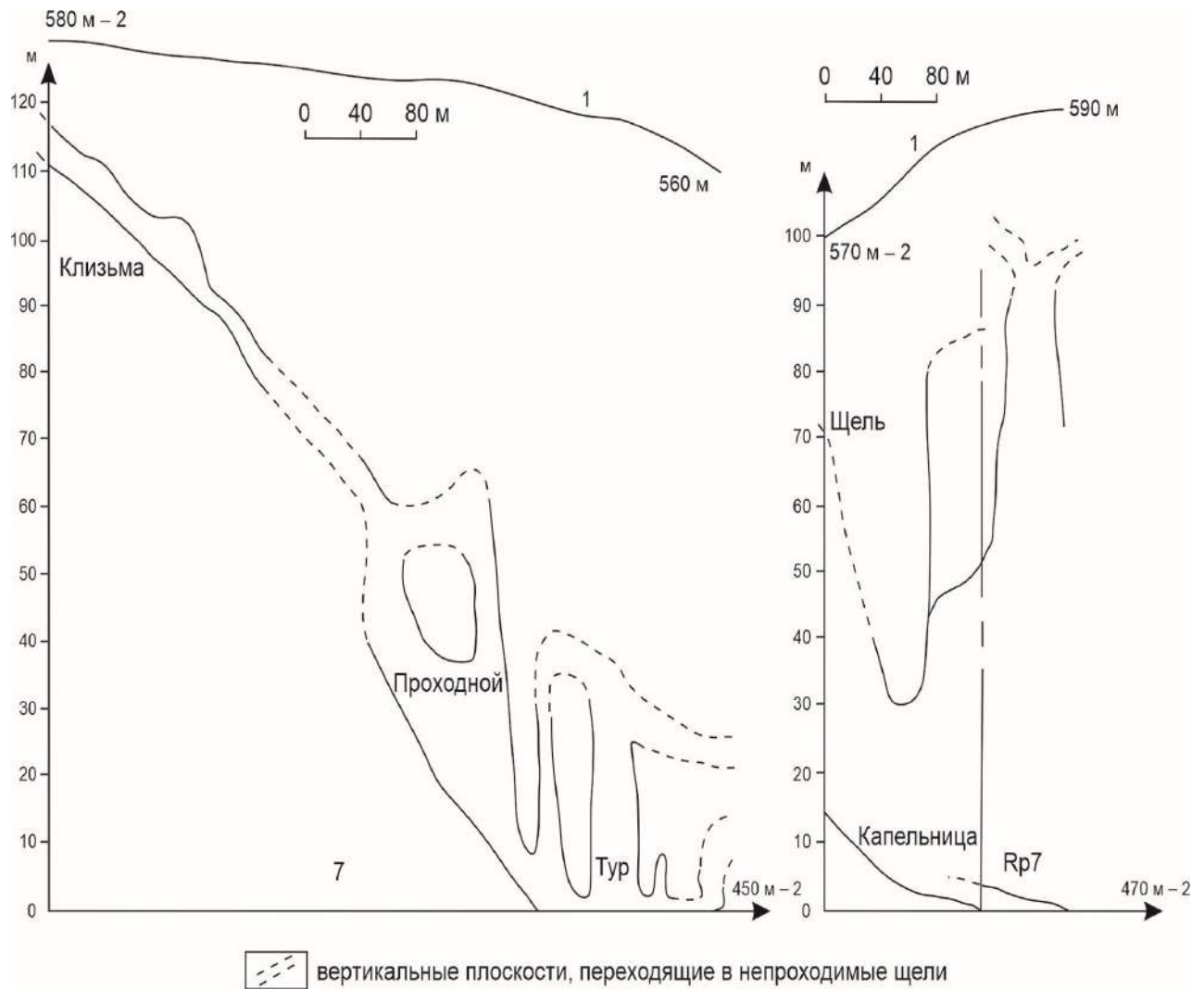


Рисунок 16 - Разрез-развёртка по линии разломов 7 и в гроте Грандиозный в пещере Большая Орешная: 1- линия поверхности, 2- абсолютные высоты

Аналогичные наблюдения произведены на массиве Баджейской пещеры (Рисунок 17), в результате чего в зонах сгущения трещиноватости была раскопана совершенно новая пещера Дудинская (оперативно картографировано в 2022-2024 г.г. более 41 км ходов с пропастями и “решётчато-коробчатым” лабиринтом).

Как продолжение исследования перспектив простираения пещеры Дудинской было выполнено структурно-тектоническое профилирование по методике, описанной В.Н. Катаевым [Катаев, 1999], для чего произведены полевые замеры систем трещин на поверхности. В результате обработки кусочно-линейной функции распределения трещиноватости был построен и проанализирован энергетический спектр амплитуд плотности трещин. На графике полиномиального осреднения (Рисунок 18) линейной плотности трещин по профилю А – А' (Рисунок 17) и на графике спектра амплитуд плотности трещин (Рисунок 19) отчетливо выделяются четыре пика гармоник на соответствующих пикетах 620 м, 740 м, 850 м, 980 м, и менее отчётливо на пикетах 300 м, 1280 м, при этом показаны привязки дизъюнктивных

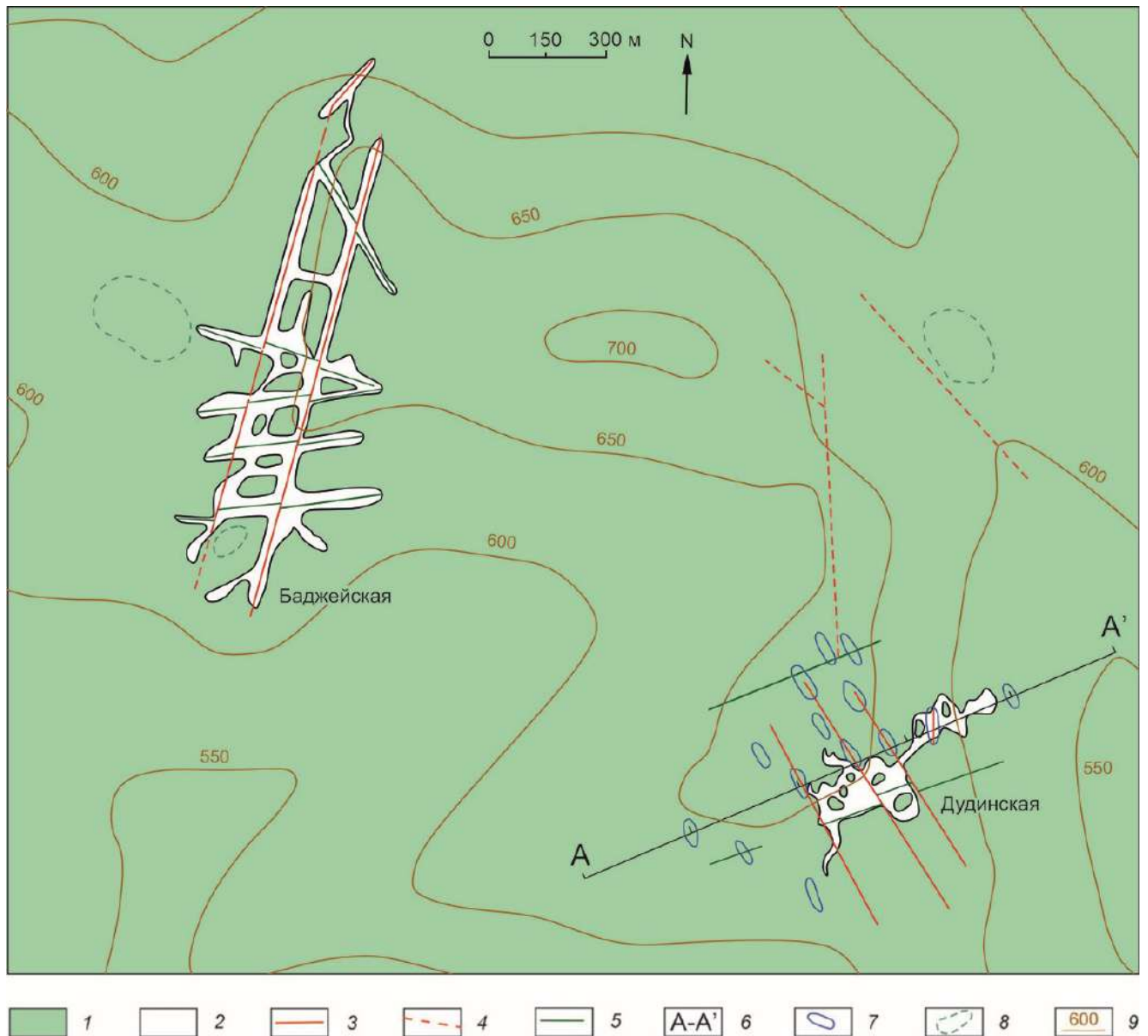


Рисунок 17 - Выявленные разрывы и привязка пещер Баджейская и Дудинская к дневной поверхности

1 - массивы пород; 2 - полости; 3 – разрывы и соответствующие им линейные структуры пещеры; 4 - предполагаемые разрывы; 5 - разрывы растяжения; 6 - профиль измерений трещиноватости; 7 – зоны повышенной плотности трещиноватости; 8 - локальные плато; 9 - горизонтали с отметками абсолютных высот дневной поверхности.

проявлений по профилю наблюдений. Пиковые значения распределения тектонической трещиноватости, представленные на рисунке 18 и рисунке 19, соответствуют местоположению зон относительно повышенной плотности трещин, выявленных в массиве по профилю А – А' (Рисунок 17).

В результате анализа результатов структурно-тектонического профилирования были предсказаны направления продолжения пещеры Дудинской (на юг и север-северо-восток), что подтвердилось впоследствии прямыми первопрохождениями в пещере (Рисунок 20). Признаки разрывных нарушений центральной части пещеры проявляются в зонах дробления и линейных

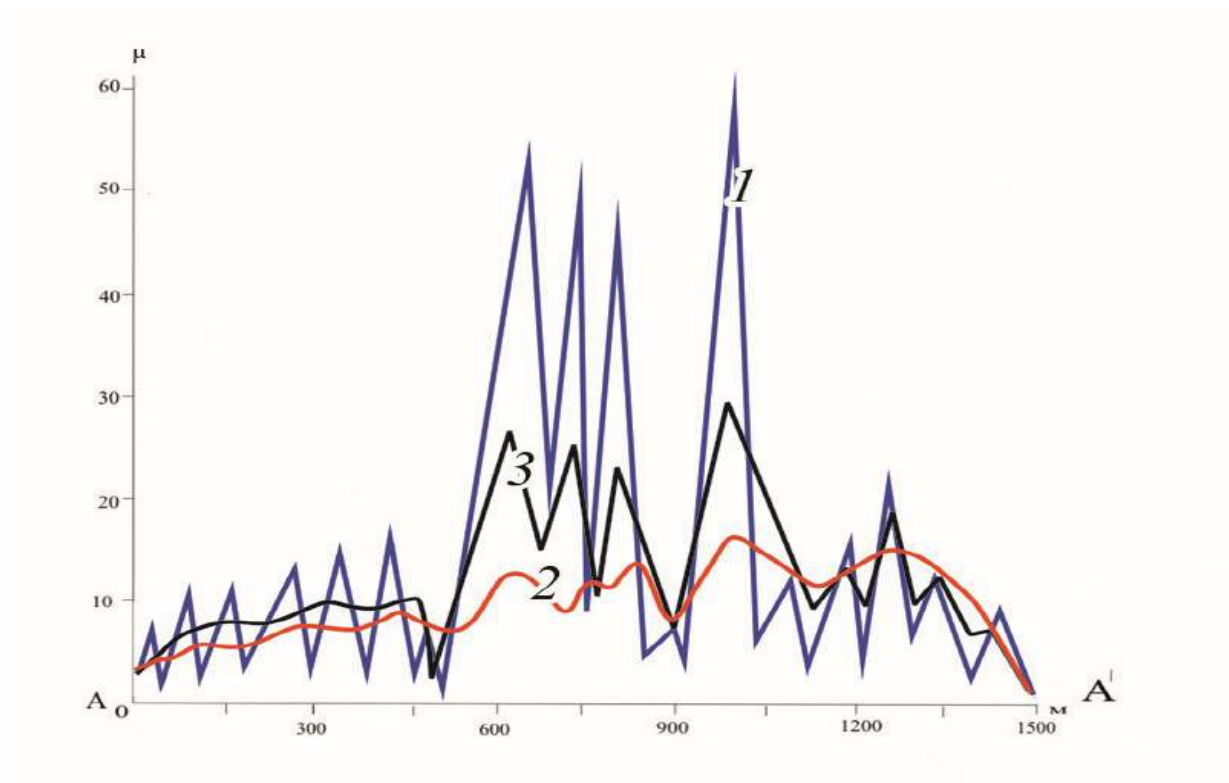


Рисунок 18 - Осреднение первичных данных по профилю А-А' на участке Дудинская пещера
1 - исходная функция; 2 - полиномиальная; 3 - осреднение

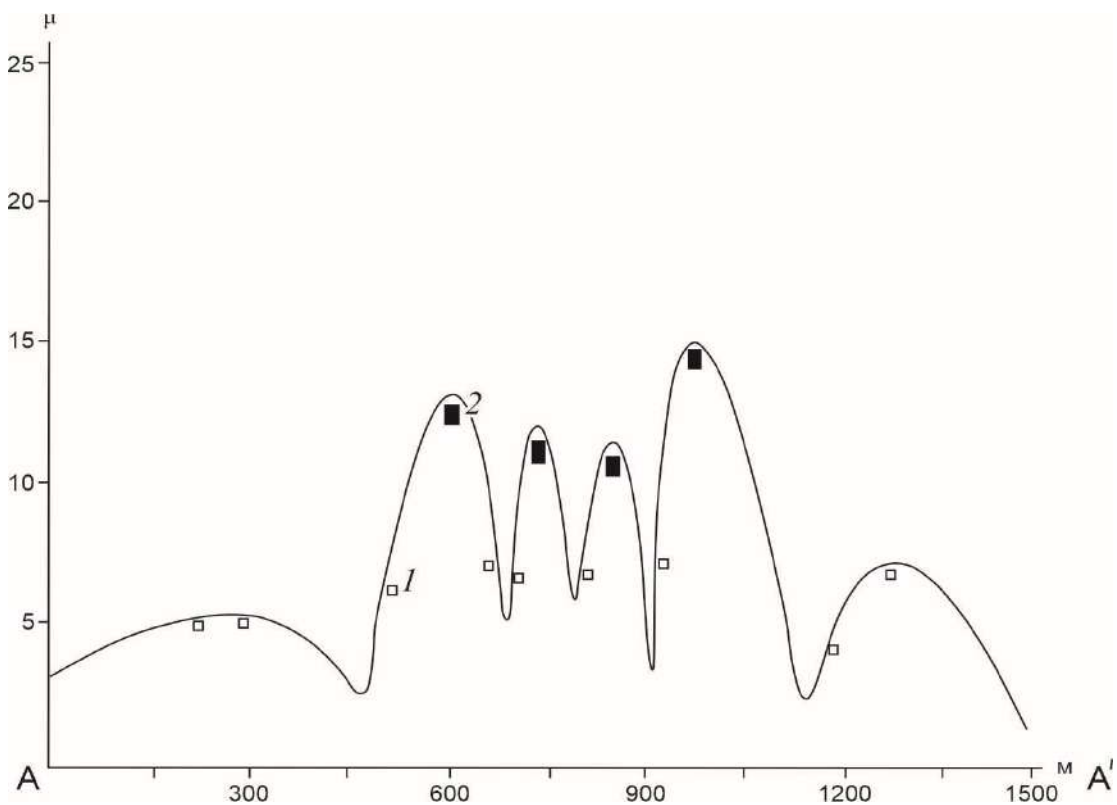


Рисунок 19 - Спектр распределения плотности трещин по профилю А-А' на участке Дудинская пещера
1 - зоны дробления, 2 - зоны разломов

структурах, расположенных ближе к дневной поверхности, зато глубоко заложенные галереи развиты по отчётливым тектоническим разрывам. Высота достижимой части разрывов (либо посредством топографической съёмки после восхождений, либо лазерными измерениями) оказалась от 20 до 80 м, длина от 90 до 250 м, ширина от 0,5 м до 5 м.

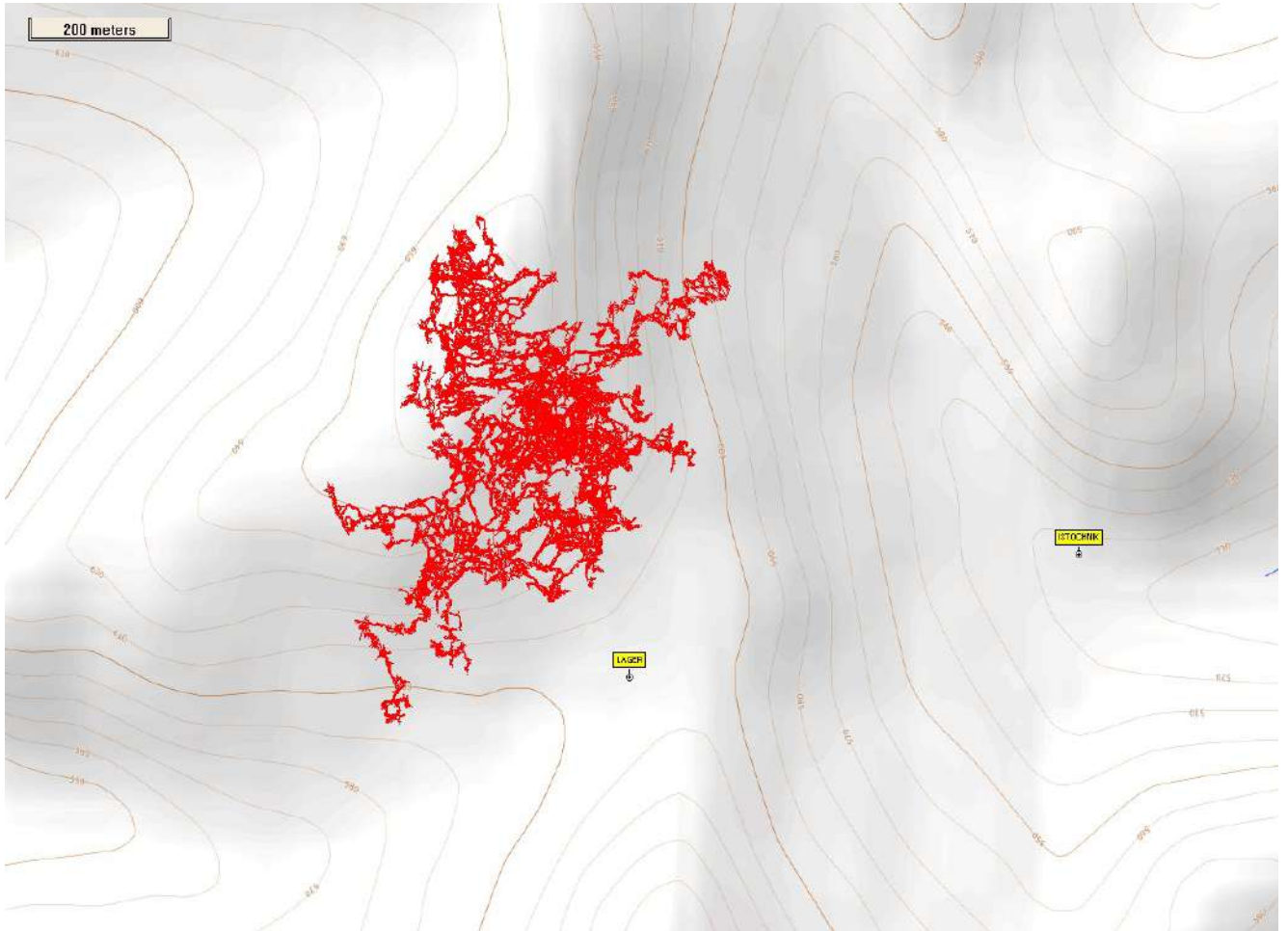


Рисунок 20 - Наложение на дневную поверхность пещеры Дудинской по состоянию на февраль 2022 г

Пещера Алтайская - наиболее выдающаяся в Горном Алтае: суммарная длина ходов 4740 м [Булычев, 2019], к тому же она имеет самое сложное вертикальное строение среди всех пещер Дальнего Востока и Сибири. Находится на Камышлинском участке, на плато Метлево (абсолютная высота входа 870 м), в 25 км от деревни Камлак. Из геолого-тектонической схемы района (Рисунок 21) видно, что нижнекембрийские мраморизованные известняки каянчинской свиты (мощность 400-500 м), в которых заложена пещера, обрамлены кислыми эффузивными, терригенно-вулканогенными породами, гранитами и разломами право-сдвигового типа с оперяющими структурами растяжения [Новиков, 1998]. Питание осуществляется за счет водосбора обширного пенепплена. Основные первопрохождения осуществлены в 1982 и 1986 гг.

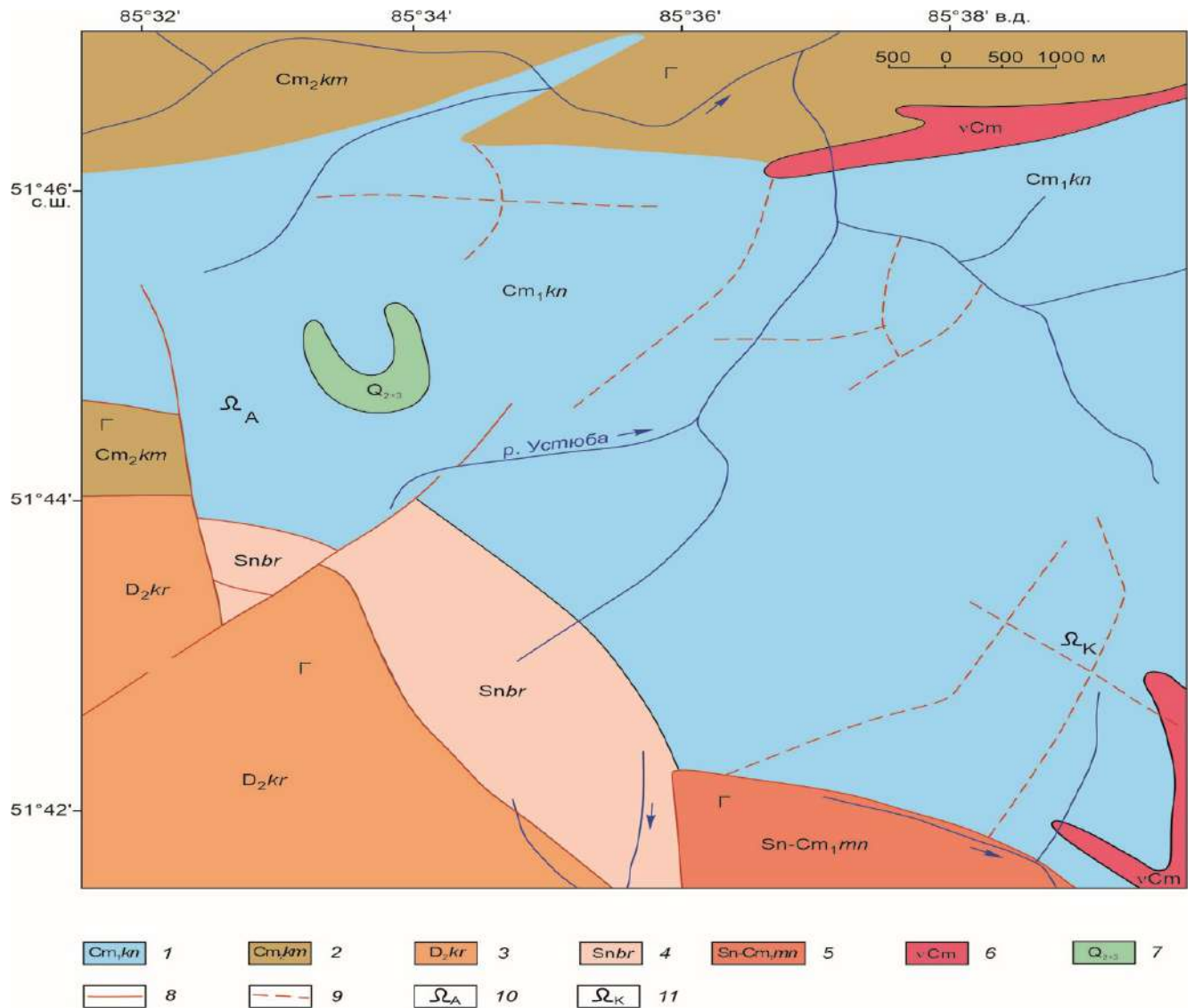


Рисунок 21 - Геолого-тектоническая схема района пещер Алтайской и Кек-Таш [Геологическая карта..., 1977].

1 - каянчинская свита: мраморизованные известняки, кварциты, 2 - каимская свита: кислые эффузивы, 3 - куротинская свита: кислые эффузивы, 4 - баратальская свита: мрамора, кварциты, ильменит, 5 - манжерокская свита: терригенно-вулканогенные породы, 6 - гранитоид, 7 - наносы пролювия, коллювия, 8 - разломы, 9 - зоны трещиноватости, 10 - пещера Алтайская, 11 - пещера Кек-Таш.

(руководитель Булычев А.А., клуб “Каскад”), после чего немногочисленные экспедиции постепенно удлиняли пещеру [Булычев, 1990], и карта дополнялась и уточнялась [Атлас пещер..., 2019]. Итоговая полуинструментальная топосъемка и карта с разрезом-разверткой выполнены автором работы [Булычев, 2019]. По результатам структурно-тектонического профилирования, анализа космоснимков ESRI-покрытия (Рисунок 22), стереоскопического дешифрирования аэрофотоснимков и сопоставления выявленных форм рельефа на местности (Рисунок 23) выявлены разрывы с простирациями 0^0 , 45^0 , 315^0 , что совпадает с основными



Рисунок 22 - Детализация космоснимков района пещер Алтайская - Кек-Таш

направлениями, по которым заложена (Рисунок 24) пещера (на плане красные линии, Таблица 4), и это подтверждает, в первую очередь, приуроченность пещер к тектоническим разрывам.

В пещере выделяются четыре субгоризонтальных уровня по глубине: приповерхностный - самый древний с проявлениями порошкоподобных пород - “призраков” [Quinif, Verheyden, 2022], два промежуточных вдоль древних русел рек и самый молодой и глубокий с современной рекой.

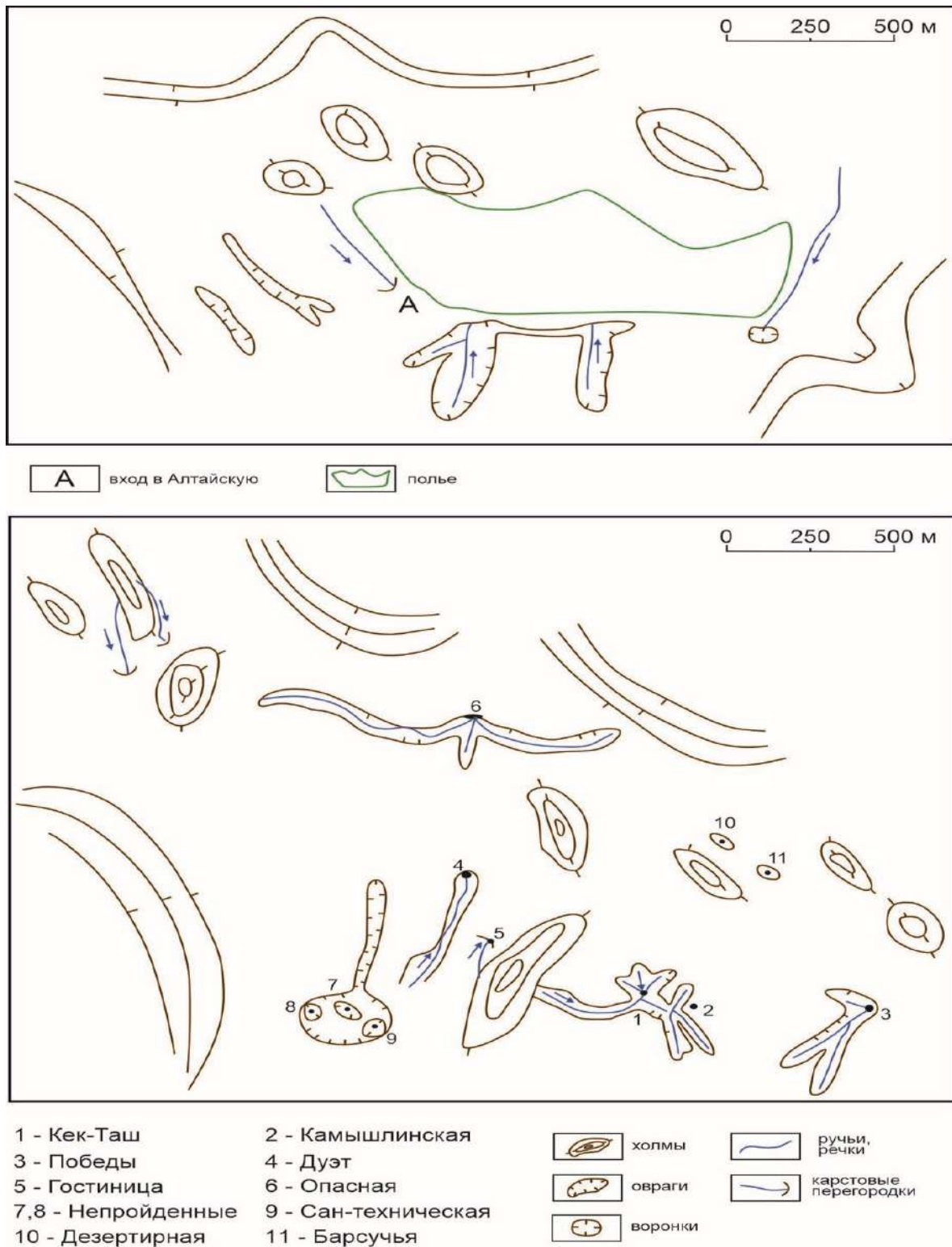


Рисунок 23 - Формы рельефа дневной поверхности района пещер Алтайская - Кек-Таш

1, 2, ..., 11 - названия пещер

Ручей Веселуха (на дне Зала им. О. Булычовой) впадает в Теплую речку и уходит в 4 сифон (-240 м), при этом есть ещё два притока: с глубины 40 м входного ствола пещеры и с хода Ручейного, берущего начало около пропасти Гигантов, где даже в межень низвергается водоток 60 л/с.

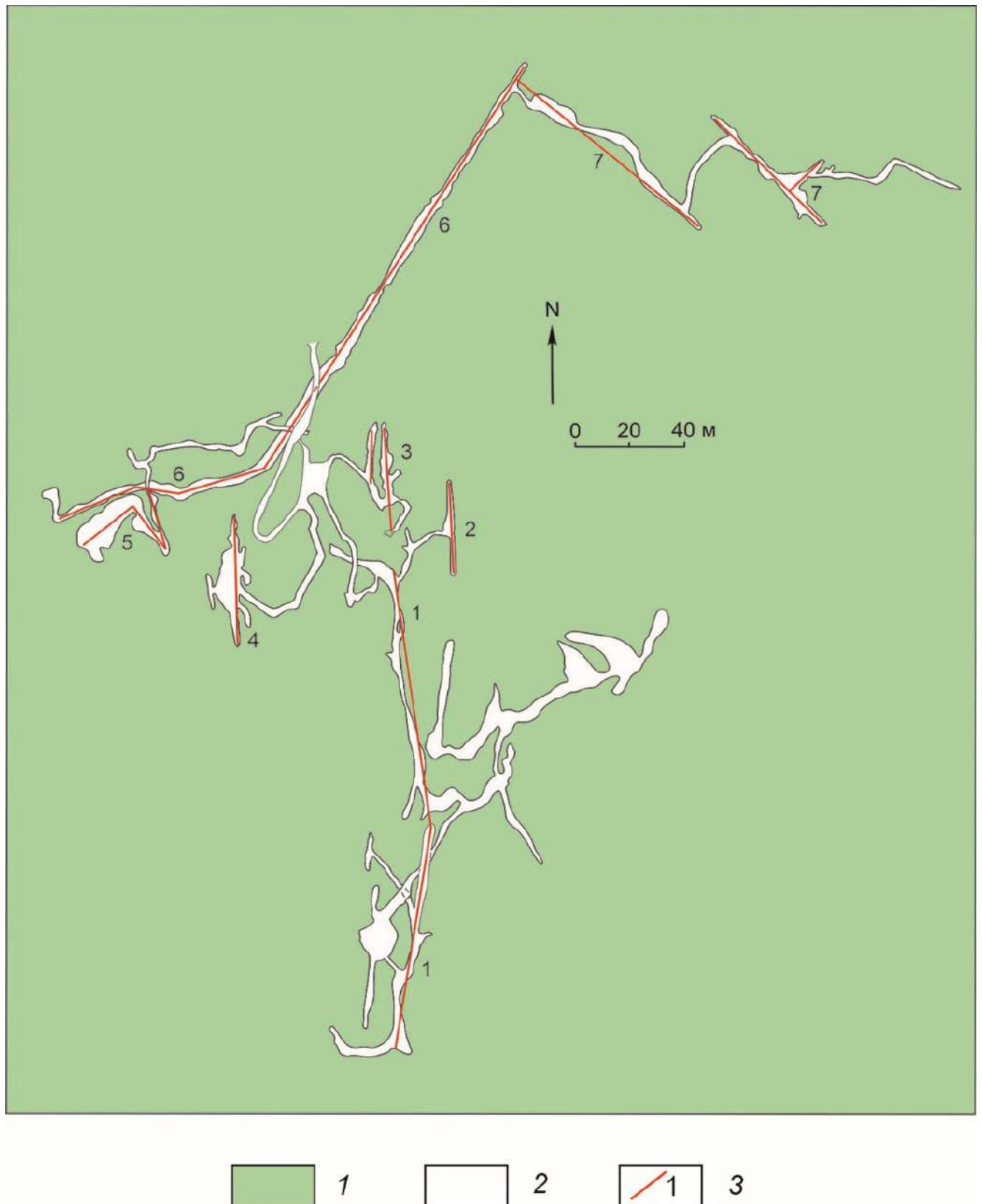


Рисунок 24 - Схема пещеры Алтайская (вид сверху) и прослеженные разрывные нарушения, по которым развита пещера.

1 - массивы пород; 2 - полости; 3 - разрывы пещерных систем, их номера: 1 - Верблюд - Через Тернии к Звёздам, 2 - Али-Баба, 3 - Гиганты, 4 - Каскад, 5 - памяти Ольги, 6 - Веселуха - Теплая Речка, 7 - Старая Речка - Купола.

Таблица 4 - Параметры разрывов, выявленных в глубинах пещер Алтайская и Кек-Таш

Разрывы: название на рисунках 24 и 27	Высота достижимой части: топосъёмка после стенного восхождения, м	Прослеженная длина, м
Зал им. О. Булычовой	160	50
Каскад	80	50
Гиганты	110	50
Верблюд	160	150
Али-Баба	40	30
Тёплая речка	60	130
Старая речка	40	80
Купола	60	30
1 Морской проспект	20	180
2' Кричащий	20	180

Яркая особенность пещеры – это множество восходящих плоскостей (Рисунок 25) и стен,

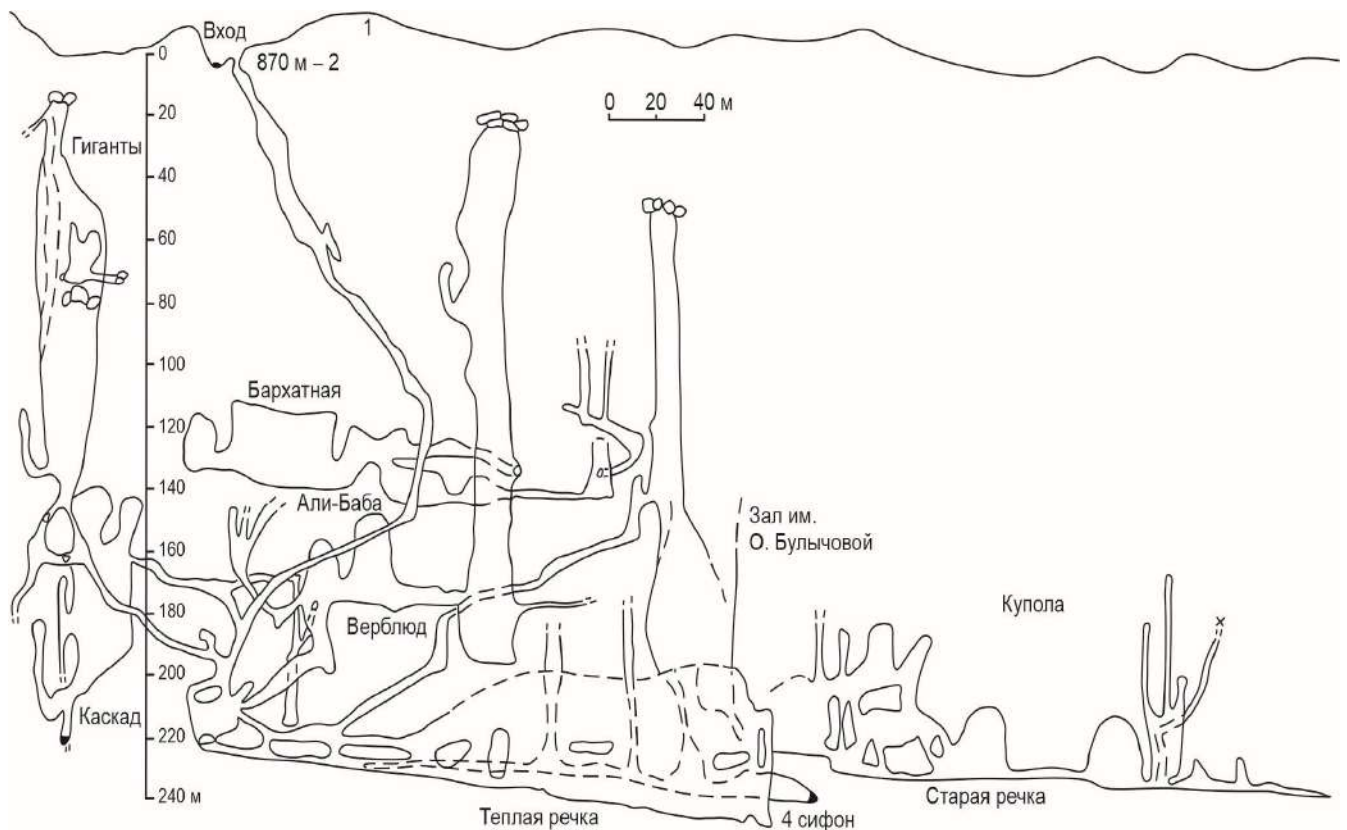
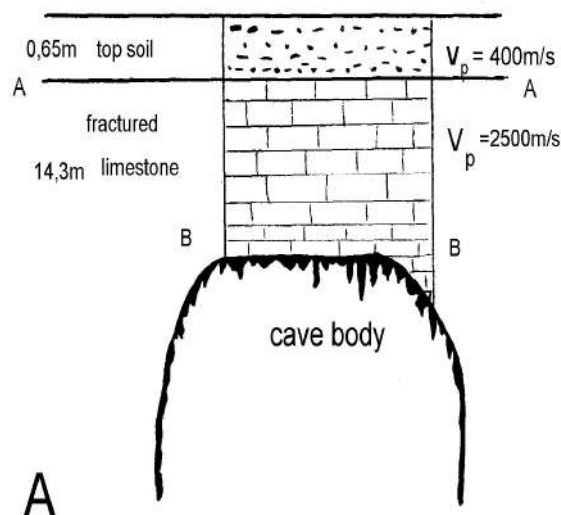
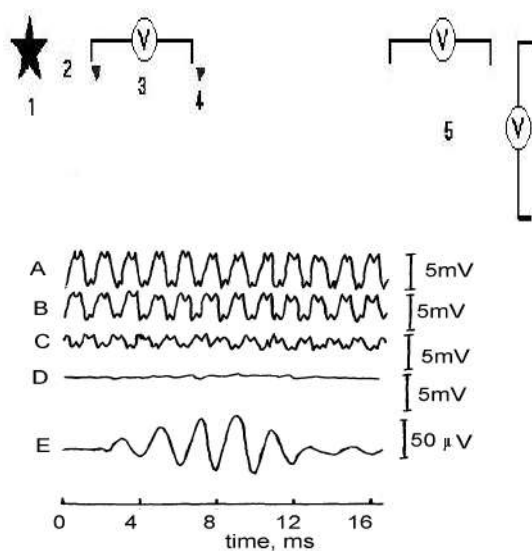
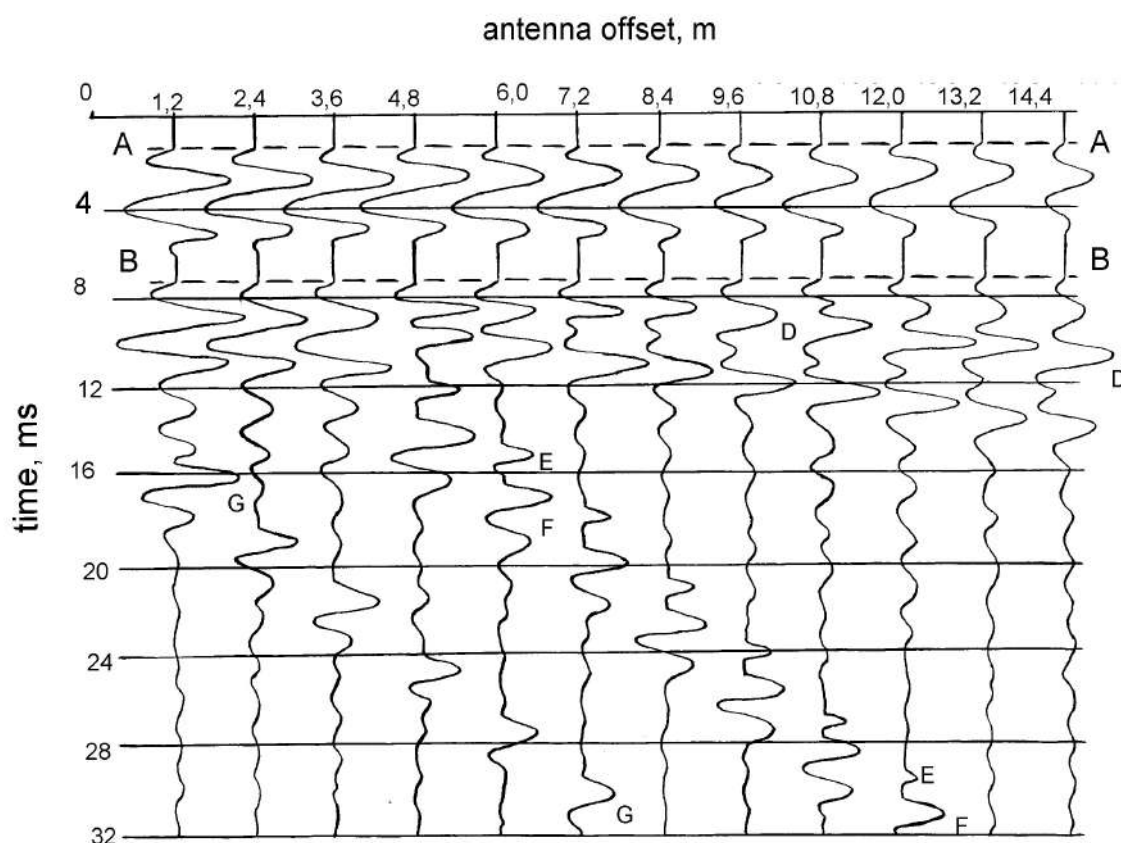


Рисунок 25 - Разрез (вид сбоку) в породах пещеры Алтайская
1- линия поверхности, 2- абсолютная высота



1- источник упругих волн, 2- отступ, 3, 4- приёмные антенны, 5- удалённые приёмные антенны, А- принятый сигнал на антенне 3, В, С – сигналы на антеннах 5, D – вычитание, E- усиление сигнала

А- разрез объекта; А, В- границы раздела сред.



Эффективная запись электрического сигнала: А - от границы А, В – от границы В, D, E, F, G – предполагаемые головные волны по границам раздела.

Рисунок 26 - Схема наблюдений метода сейсмoeлектрического эффекта

соединяющих нижние уровни с верхними (более древними), и три широкие (10-20 м) плоскости до 160 м высотой, упирающиеся в тупиковые купольные формы [Булычов, 2019] с кварцевой коркой, перекрытые сверху дислоцированным слоем плотных известняков и доломитов, при этом до дневной поверхности остаётся 15-40 м. С помощью метода сейсмoeлектрического эффекта (Sorokina, Boulytchov, 2001) была выявлена пропасть Гигантов, перекрытая 15-м толщей пород. Важна в проведении эксперимента правильная расстановка приёмных антенн для эффективного вычитания помех (ортогонально к линии распространения полезного сигнала), вызванных теллурическими токами, и последующее усиление полезного сигнала с одновременной фильтрацией случайных шумов (Рисунок 26).

Пещера Кек-Таш (абсолютная высота входа 890 м) находится в 17 км от деревни Камлак, имеет схожие геолого-тектонические условия с пещерой Алтайской: заложена в плотных мраморизованных известняках нижнего кембрия каянчинской свиты (Рисунок 27) по разрывам [Отчёт, 1985] и трещиноватости с простираем 0^0 , 110^0 , 230^0 . Суммарная длина ходов 3200 м. Пещера является глубочайшей в Сибири, хотя окончательная глубина осталась спорной: гидро nivelирование, выполненное автором статьи, показало отметку -340 м [Цыкин Р.А., 1990], полуинструментальная топо съёмка системы “Нового ручья” достигла -350 м [Boulytchov, 1999], однако лазерная съёмка выявила лишь -308 м [Атлас пещер..., 2019].

Из тектонической схемы (по результатам структурно-тектонического профилирования и стереоскопического дешифрирования аэрофотоснимков) прослеживается совпадение линий разломов и основных разноуровневых галерей (Рисунок 27).

Входной ствол со 2-го колодца интенсивно обводнен и приводит в объёмный зал, вероятно, обвального происхождения площадью более 200 м^2 , высотой более 35 м. Важно отметить, что направления движения вод трех ручьев пещеры не выявлены. Проводилось окрашивание флуоресцеином - уранином [Максимов, 1993б] в реке Бобслей (-263 м). Маркеры вышли на поверхность в Теплом ключе через 10 дней в 3 км от входа и амплитудой 380 м. Ручей на отметке -350 м вытекает из системы, не имеющей отношения к известной части пещеры, и с заметным водотоком (30 л/с в межень) уходит в сифон, разгрузка которого на поверхности не выявлена. Вода при паводке довольно быстро разгружается, значит, ходы в районе -300 м - возможно, ещё не зона сифонной циркуляции, и пещера может продолжиться вглубь.

На дне 56-м колодца НЭТИ автором был пройден узкий полусифон, ведущий к обособленной системе [Boulytchov, 1999] с ручьем 5 л/с, не связанным с гидросетью пещеры.

В таблице 4 приведена морфометрия разломов, причем их высота определялась топо съёмкой

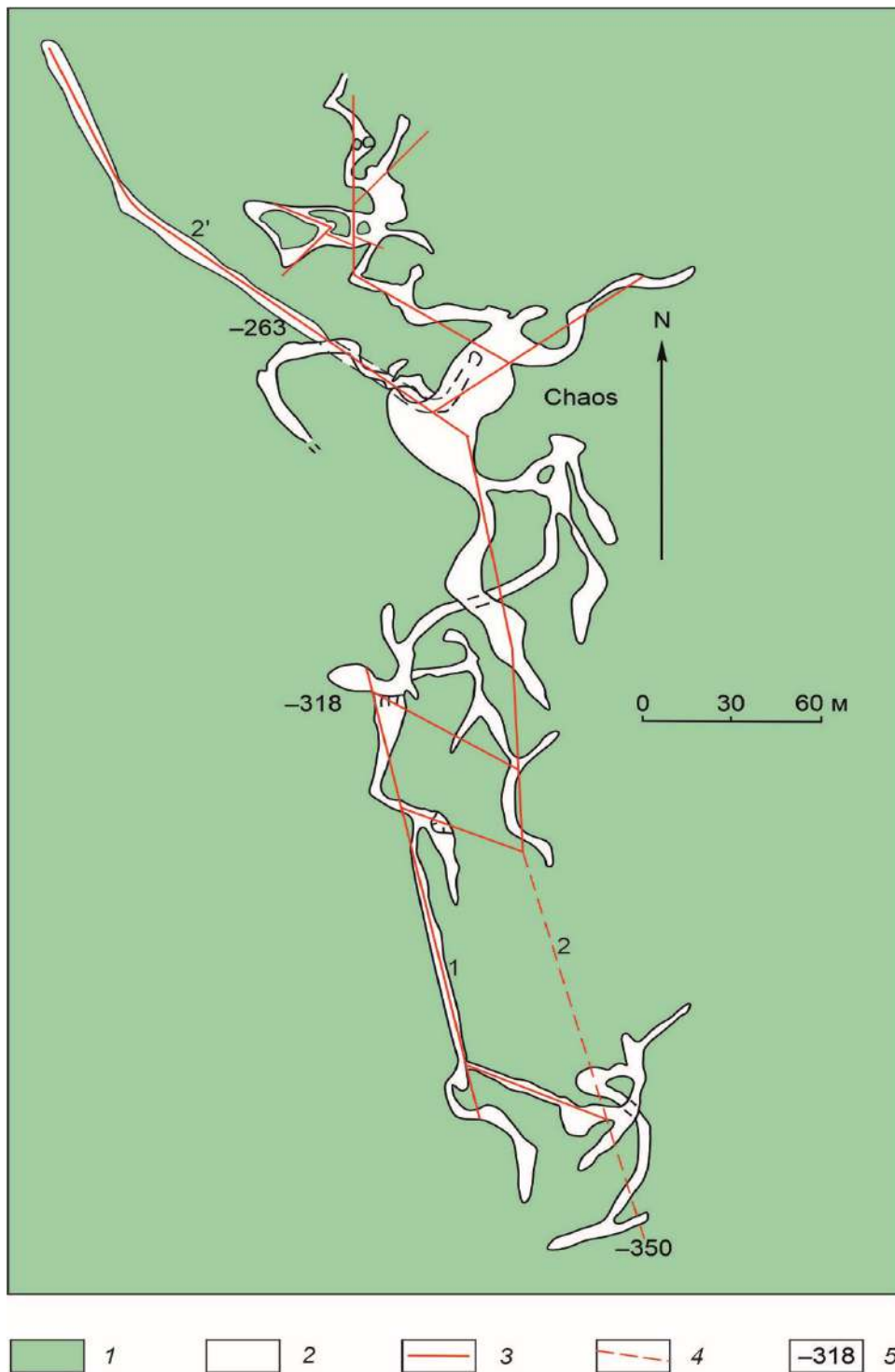


Рисунок 27 - Схема пещеры Кек-Таш (вид сверху) и прослеженные разрывы, по которым развита пещера

1 - массивы пород; 2 - полости; 3 - разрывы пещерных систем, их номера: 1 - Морской Проспект, 2' - Кричащий; 4 - предполагаемый разрыв и его номер; 5 - отметки глубин пещеры, м

В таблице 4 приведена морфометрия разломов, причем их высота определялась топоъемкой после стенных восхождений автора и его коллег с использованием альпинистской техники. Большинство восходящих плоскостей (Рисунок 28) заложено на оперениях визуально

отслеживаемых разрывных нарушений. Некоторые плоскости, как и в пещере Алтайской, упираются в куполообразные тупики.

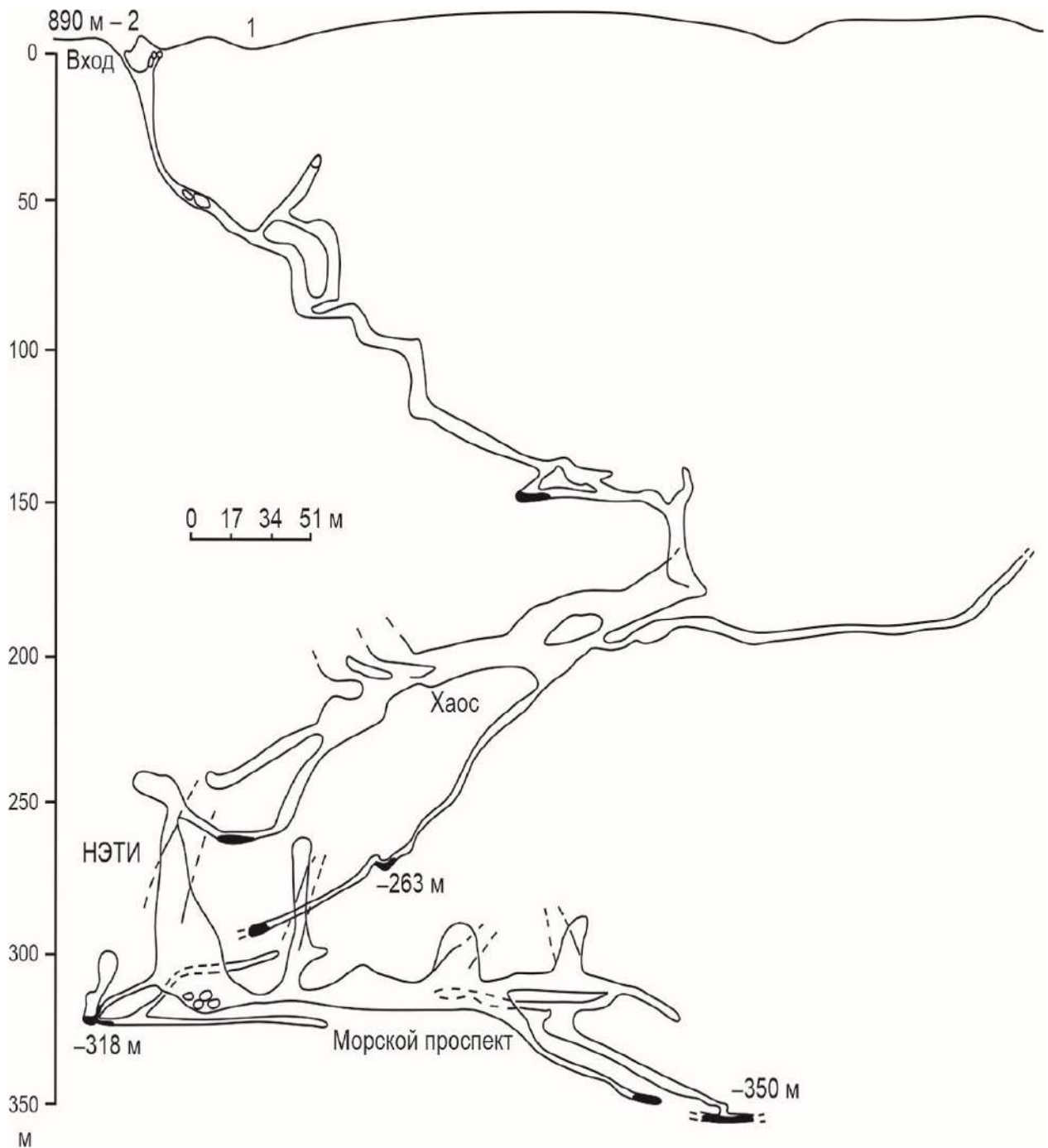


Рисунок 28 - Разрез (вид сбоку) в породах пещеры Кек-Таш

1- линия поверхности, 2- абсолютная высота

Согласно геолого-тектонической схеме (Рисунок 21) и простиранию разрывных нарушений внутри пещер, плотные мраморизованные известняки, слагающие исследуемые пещеры,

дислоцированы разломами право-сдвигового кинематического типа [Новиков, 1998], опережающимися от системообразующих разломов.

Изучение морфологии пещер в слабокарстующихся породах показало их отличие от морфологии классических эпикарстовых [Климчук, 2009] пещер с шахтно-коридорной морфологией (Рисунок 29). Эти пещеры имеют в плане решётчатое строение, в объёме – коробчатое с системой трещиноватости вдоль разрывных нарушений малых амплитуд, и основные направления ходов выстраиваются не в субгоризонтальные, а в восходящие (часто купольно-тупиковые) субвертикальные плоскости (Рисунок 29).

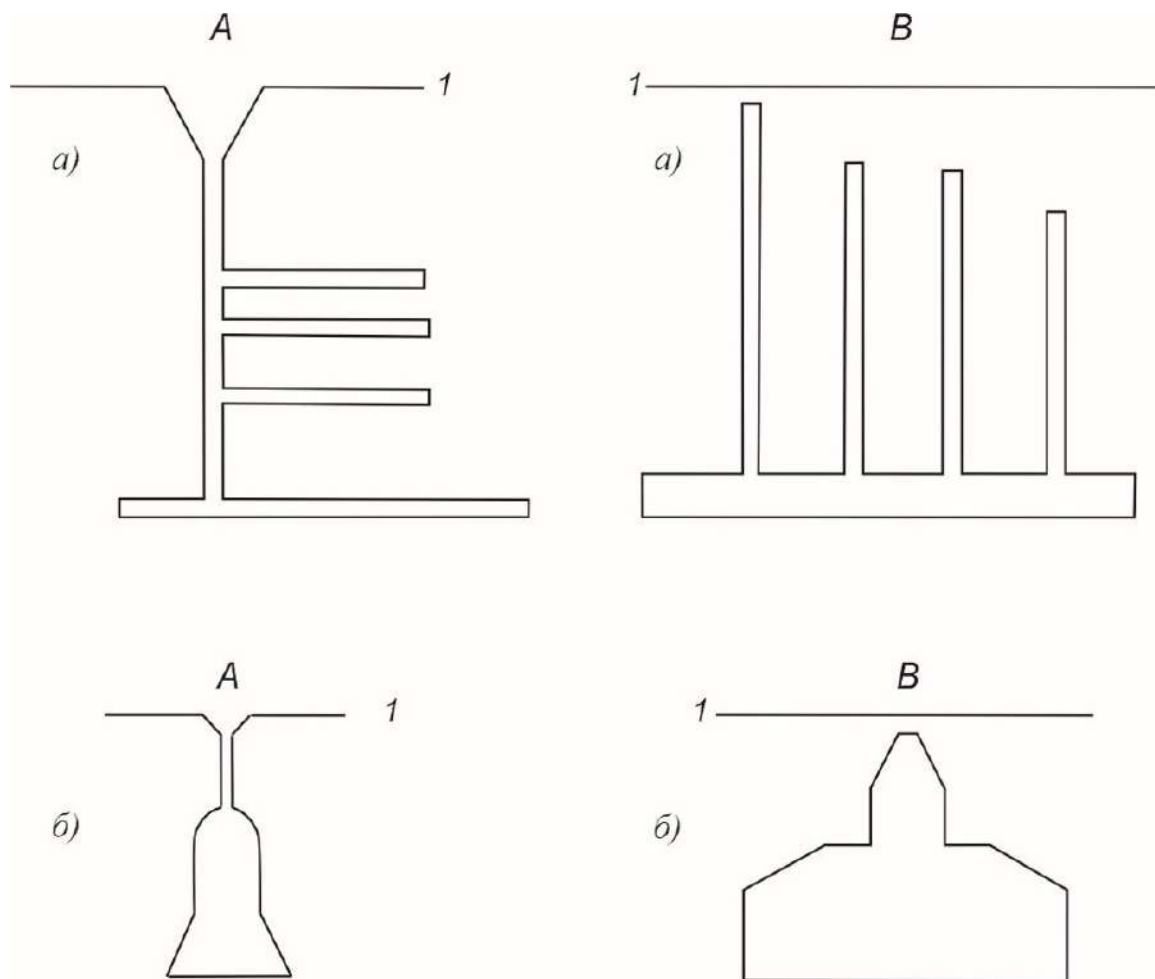


Рисунок 29 - Разрезы (вид сбоку) карстовых пещер А и пещер в слабокарстующихся породах В: а) типичная морфология, б) распределение объёмов с глубиной, 1 - поверхность

Глава 3. Инструментальное картографирование и поисковые признаки полостей

В глубинах пещер раскрытые тектонические нарушения практически всегда прерываются непроходимыми щелями (Рисунок 30), глыбовыми завалами (Рисунок 31), пробками



Рисунок 30 - Сурдовский разлом с непроходимой щелью в пещере Большая Орешная

(Рисунок 32), которые необходимо преодолевать по верхам стен или раскапывать проходы под завалами, после чего визуальное часто оценить проблемно, где оказался исследователь: проник в новую систему тектонических нарушений или находится в простирации исходного разлома.



Рисунок 31 - Глыбовый завал разлома Колокольный в пещере Большая Орешная



Рисунок 32 - Пробка разлома Стрела в пещере Дудинская

Особенно сложно с идентификацией систем тектонических нарушений в запутанных трёхмерных лабиринтах (Рисунок 33) конгломератовых пещер - гигантов (Большой Орешной и Дудинской).



Рисунок 33. Вертикальный лабиринт Озерного разрыва пещеры Большая Орешная

Для более детального выявления систем разломов оказалось необходимо инструментальное картографирование. Существуют современные методы картографирования пещер [Кетре, Bauer, 2017], но они оказались либо слишком дорогими, либо трудоемкими. В наших измерениях применялся лазерный дальномер Leica HDS 7000 (с плато со встроенным компасом и blue tooth) или лазерная рулетка Bosch GLM 50C. Использовалась программа Survex-Win 32 компании Inkscape [Golicz, 2017] для обработки данных измерений внутри пещер; изображения выполнены в программе “therion”. Для визуализации применены расширения .3D, .loch, .png. Вращение изображения .loch в 3-D пространстве (Рисунок 34, 35, 36) позволяет выявлять системы плоскостей, соответствующих разрывным нарушениям.

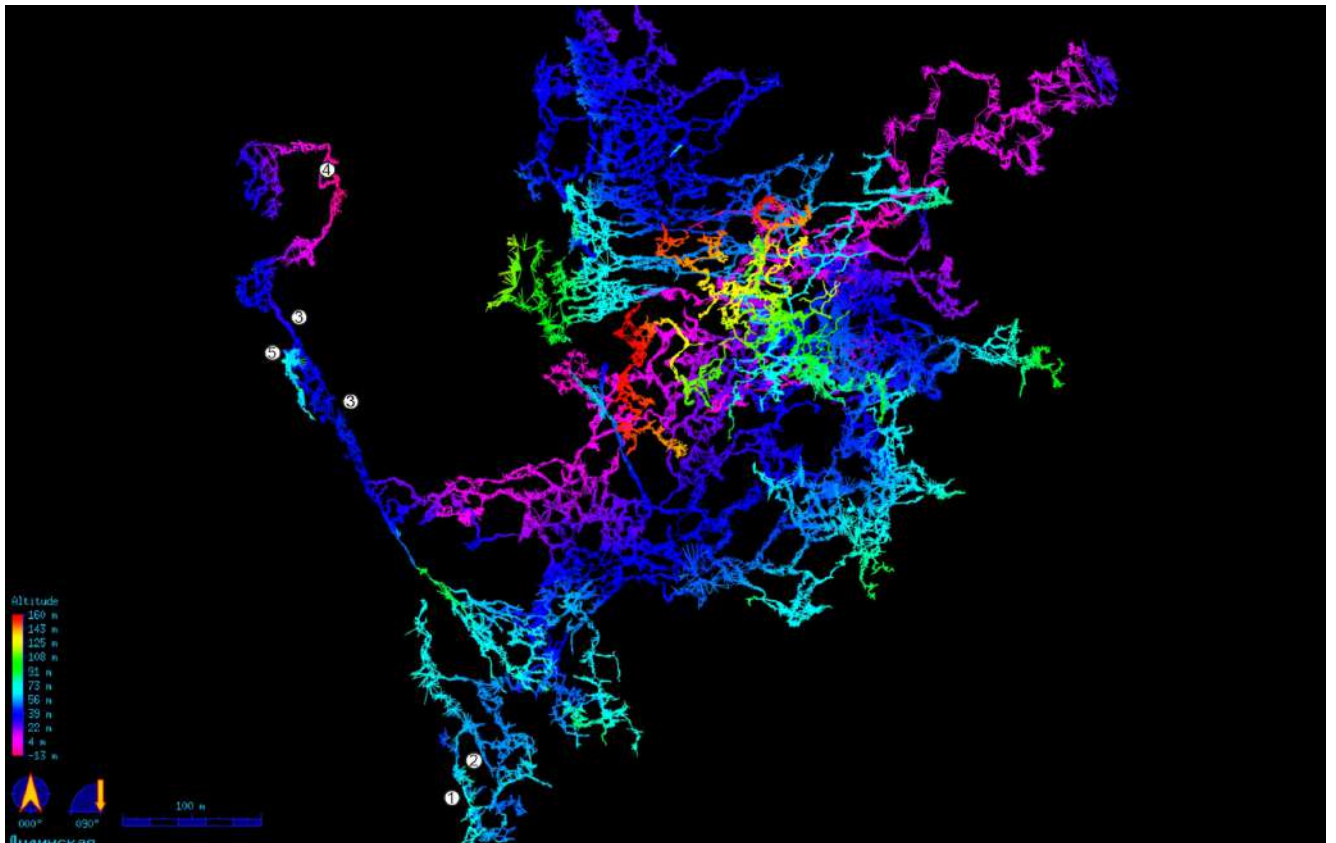


Рисунок 34 - Скрин-шот (.png) из программы “therion” (.loch) пещеры Дудинской: вид сверху. Разрывы: 1- Стрела, 2- Колокол, 3- тропа Хошimina, 4- Крокодила, 5- Заманье

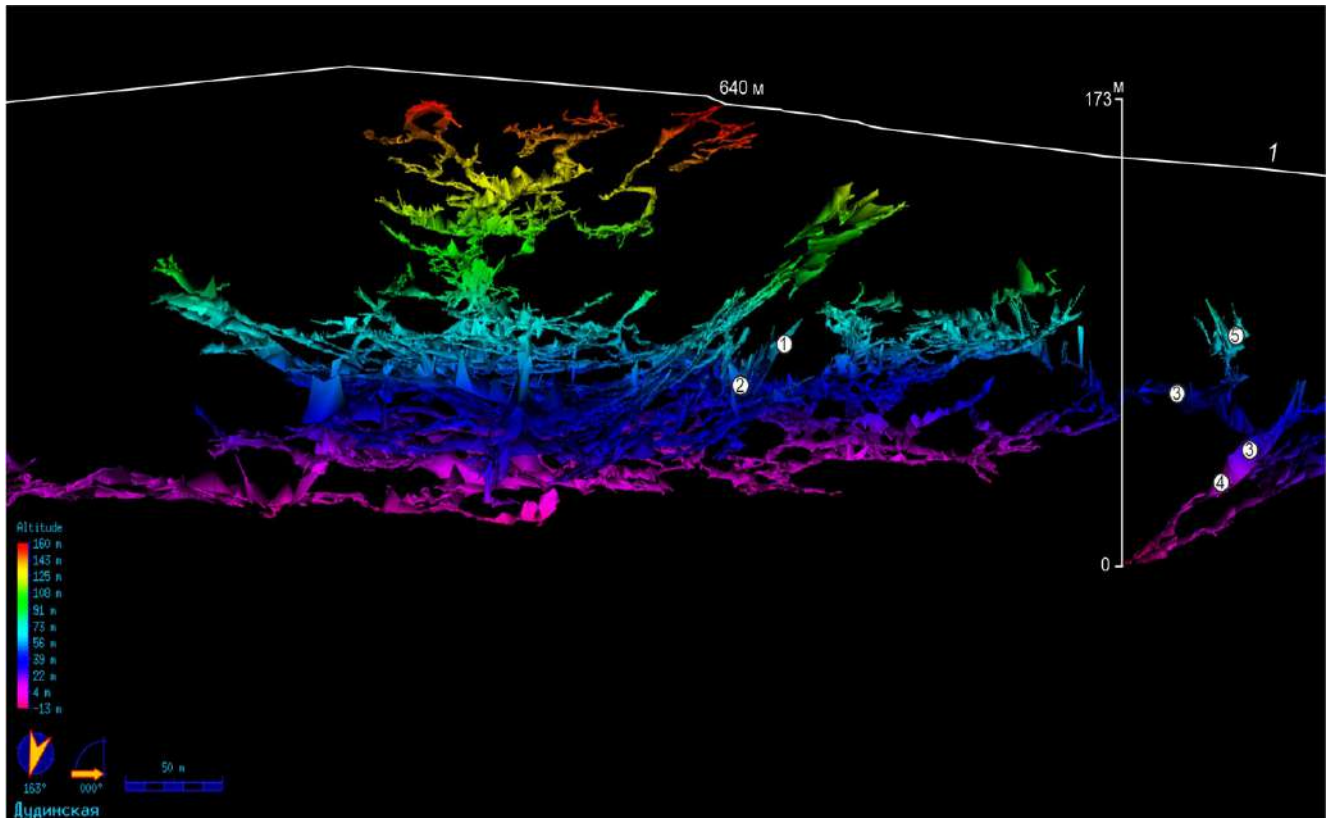


Рисунок 35 - Разрез пещеры Дудинской. Разрывы: 1- Стрела, 2- Колокол, 3- тропа Хошimina, 4- Крокодила, 5- Заманье. 1- линия поверхности, 640м – абсолютная высота входа, 0-173м – масштабная линейка.

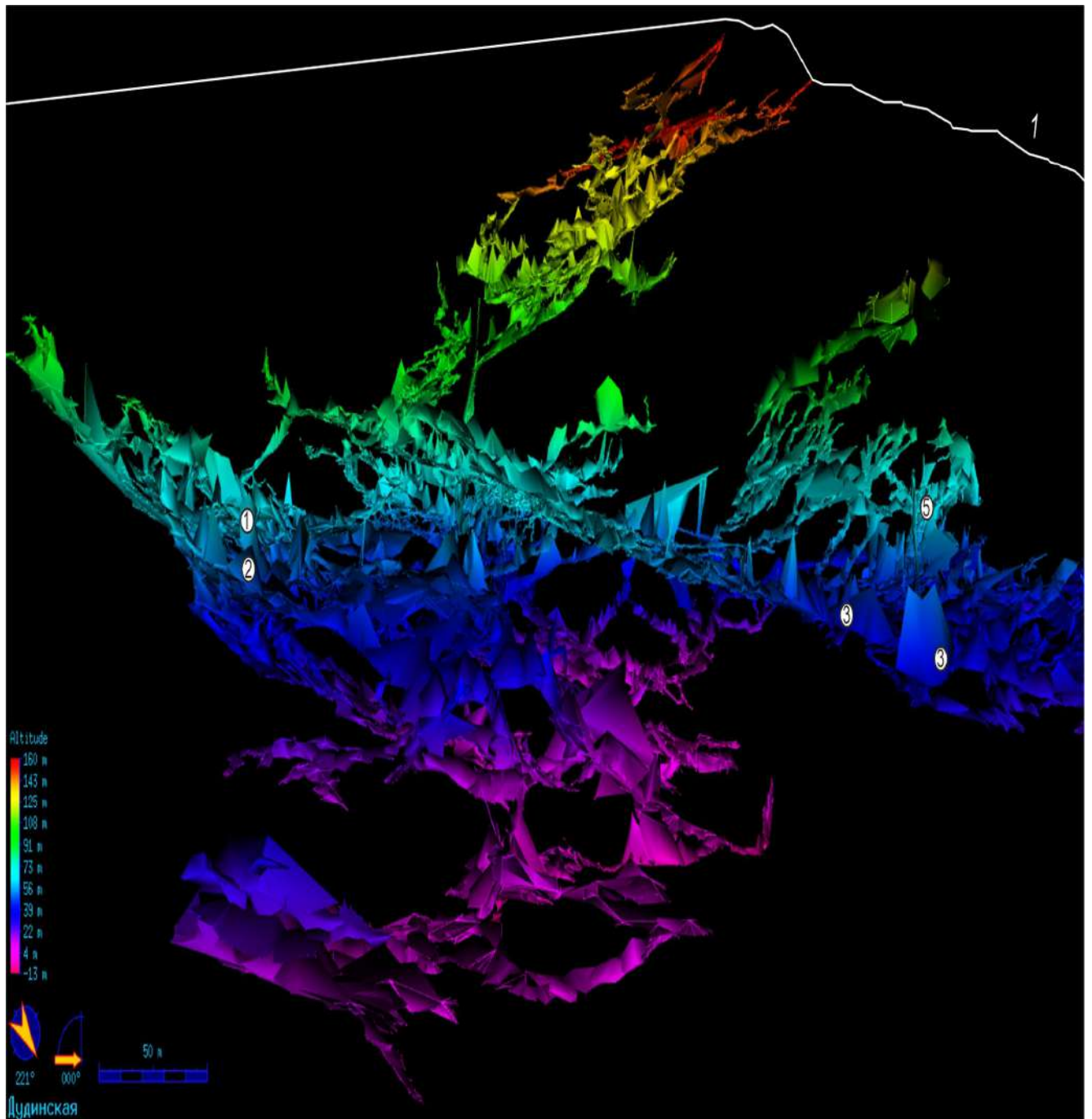


Рисунок 36 - Разрез пещеры Дудинской

Разрывы: 1- Стрела, 2- Колокол, 3- тропа Хошмина, 5- Заманье. *l*- линия поверхности

Глубоко заложенные галереи пещеры (Рисунок 37) развиты по отчётливым тектоническим разрывам (1- Стрела, 2 – Колокол, 3 - тропа Хошмина), не выявленным анализом данных с поверхности.

В основном, сеть линейных структур пещеры Дудинская выявлена по изображениям .losh (рис. 34, 35, 36), но большинство продолжений разрывов обнаружено в результате преодоления вертикальных плоскостей (высотой до 90 м) скальным лазанием с нижних уровней вверх и



Рисунок 37. Схема пещеры Дудинская (вид сверху) и прослеженные разрывы, по которым развита пещера.

1 - массивы пород; 2 - полости; 3 - разрывы, их номера (названия в тексте) и соответствующие им линейные структуры пещеры; 4 - разрывы растяжения; 5 - горизонталы с отметками абсолютных высот дневной поверхности.

прохождения сужений в щелях в потолках объёмных гrotов. Открытые таким образом внушительные системы ходов заложены в 30 - 50 м от дневной поверхности (Рисунок 38, системы А и В). Но поражают прежде всего размеры гrotов в придонной части пещеры (площадью 30х40м, высотой 2.5-20 м).

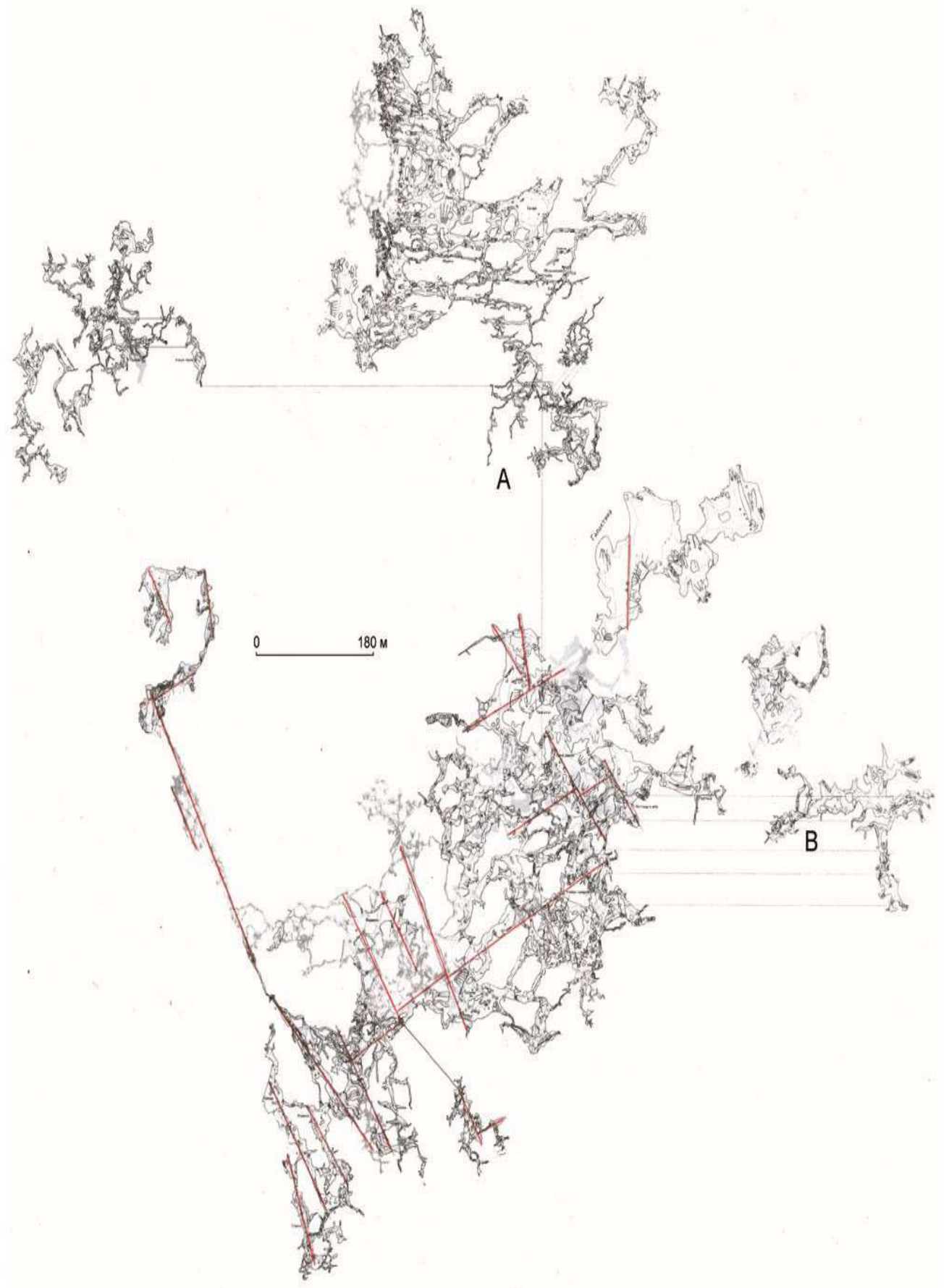


Рисунок 38. Схема пещеры Дудинская (вид сверху) и открытые системы А и В. / - разрывы

Проанализированы сотни срезов изображений по пещерам Дудинской и Большой Орешной.

Частично сеть линейных структур пещеры Большая Орешная выявлена по изображениям .loch (рис. 39, 40, 41), но большинство продолжений разломов обнаружено в результате преодоления стен скальным лазанием вверх и расширения узостей в потолках объёмных гротов (рис. 42). Достаточно иногда выявить единичную плоскость разрыва, чтобы вдоль нее прогнозировать и совершать открытие новых пещерных систем.

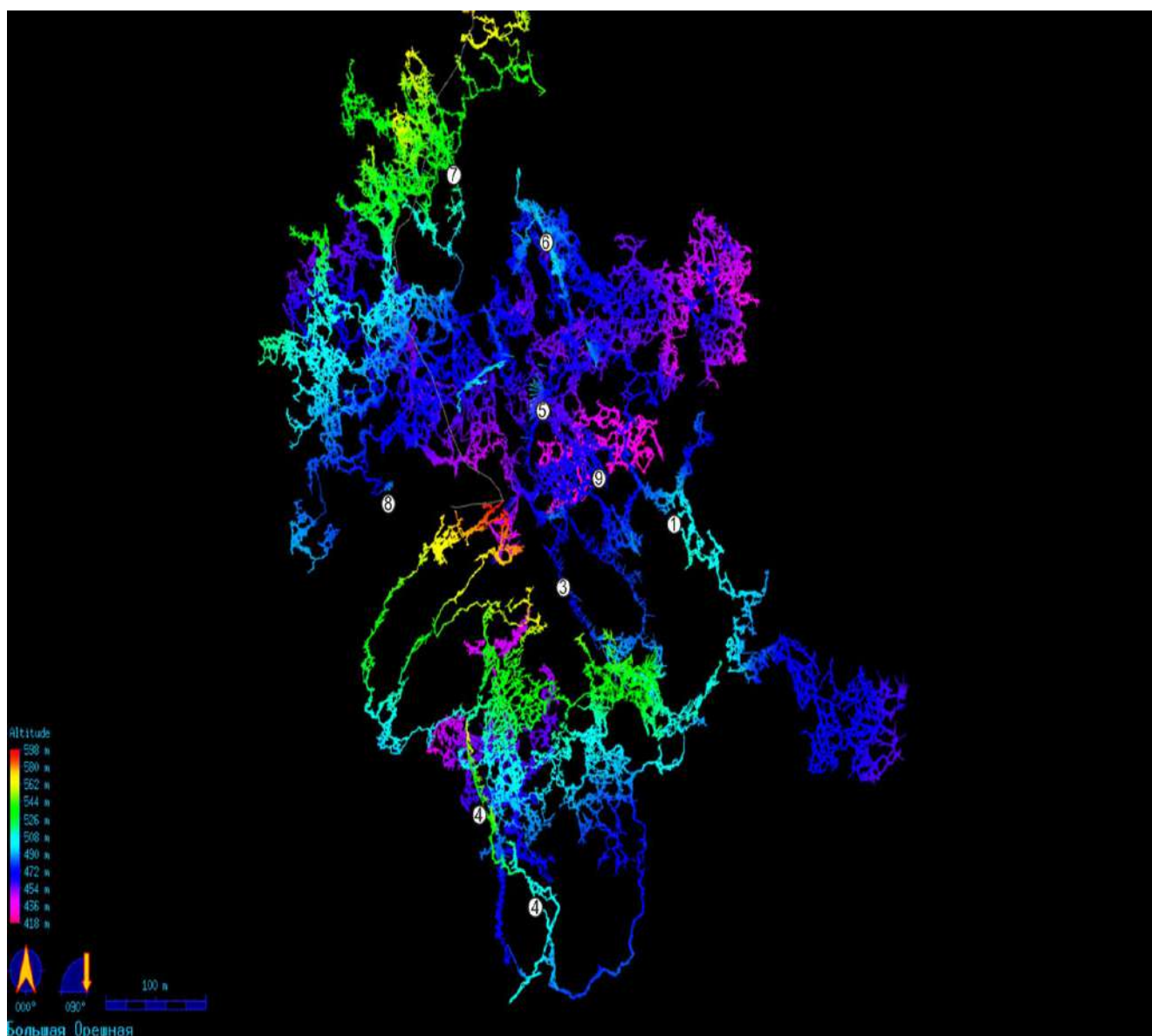


Рисунок 39 – Скрин-шот (.png) из программы “therion” (.loch) пещеры Большой Орешной: вид сверху.

Разрывы: 1- Внеземная Галактика, 3- Каторжный, 4- НГУ, 5- Колокольный, 6- Сурдовский, 7- Проходной, 8- Вертикаль, 9- Длинный.

По данным топосъёмок наших экспедиций (рук. Булычев А.А.) и красноярских спелеологов (Баринов А.П., Прохоров В.) в пещере выявлены разломы 1-8 (Рисунок 11), не идентифицируемые с дневной поверхностью из-за сильной задернованности склонов массива,

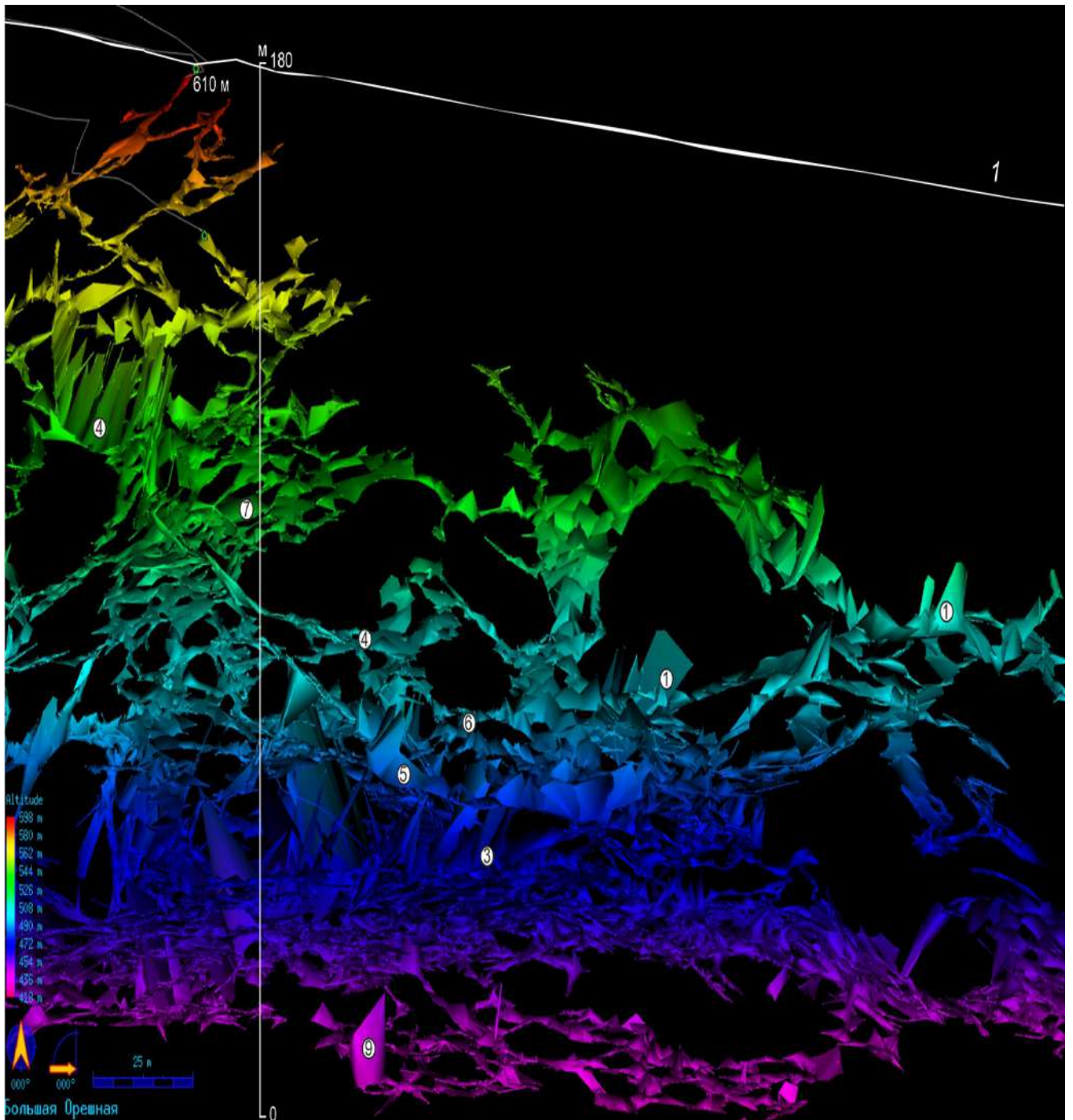


Рисунок 40 - Разрез пещеры Большая Орешная

Разрывы: 1- Внеземная Галактика, 3- Каторжный, 4- НГУ, 5- Колокольный, 6- Сурдовский, 7- Проходной, 9- Длинный. 1- линия поверхности, 610м – абсолютная высота 2-го входа, 0-180м – масштабная линейка

и множество незначительных разломов (Рисунок 42, 43).

Разломы в пещерах Алтайская (Рисунок 24) и Кек-Таш (Рисунок 27) также выявлены после подземного картографирования: лазерной рулеткой, где это было возможно, или полуинструментальной съёмкой в крайне труднодоступных местах.

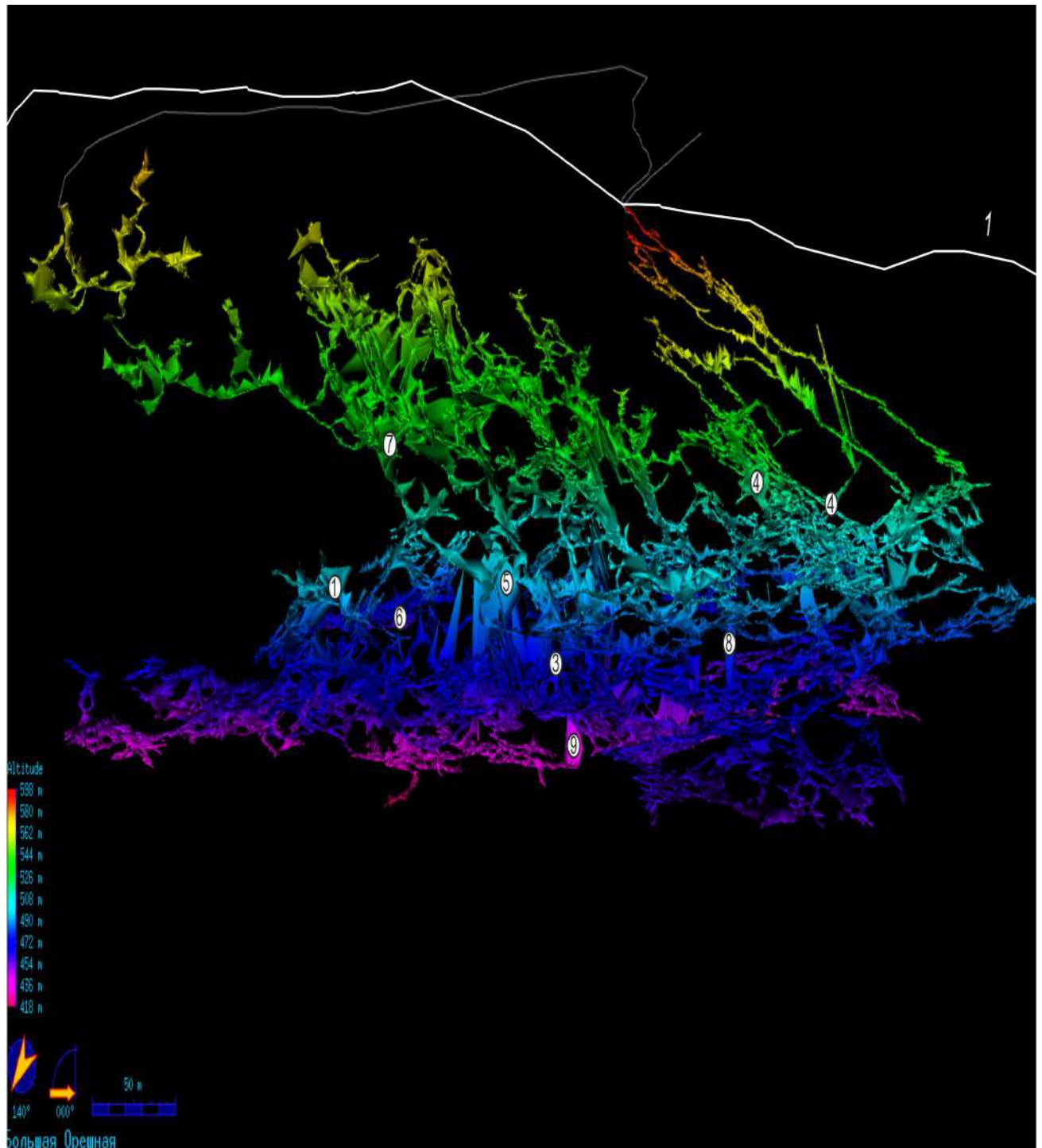
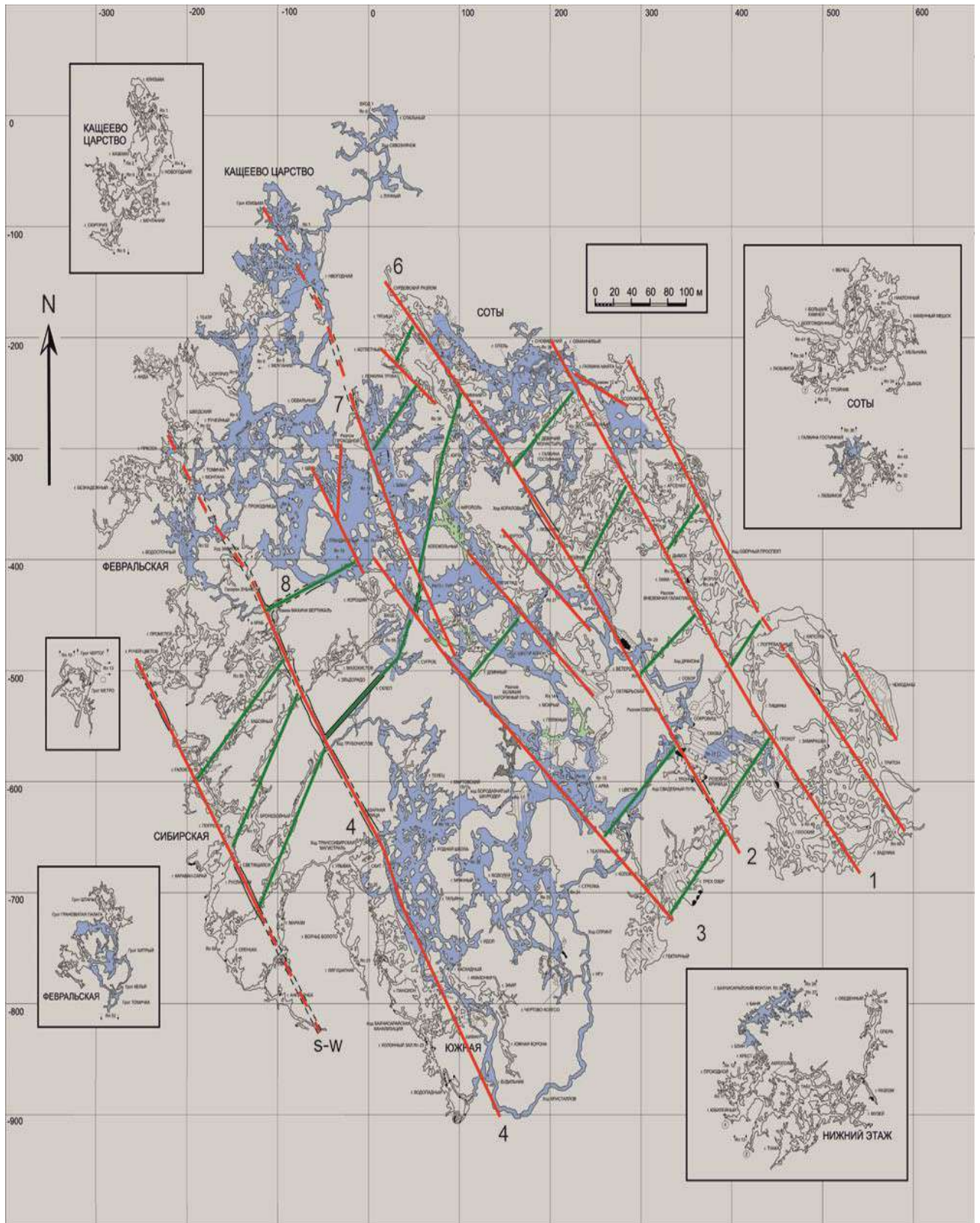


Рисунок 41 - Разрез пещеры Большая Орешная

Разрывы: 1- Внеземная Галактика, 3- Каторжный, 4- НГУ, 5- Колокольный, 6- Сурдовский, 7- Проходной, 9- Длинный. 1- линия поверхности

Корреляция сети разломов с картой пещеры даёт шанс прогнозирования и открытий значительных полостей, вместе с тем появляется возможность обнаружения зон аргиллизации по разрывным нарушениям. В верхней части плоскости разлома 8 (Рисунок 11) нами открыта система Стрем-Застрем, выводящая к близ поверхностным горизонтам пещерной системы, и



1 2 3 S-W 4

Рисунок 42. Скрин-шот из программы “png” плана пещеры Большой Орешной после штурма стен

1 - разломы, их номера (названия в тексте) и соответствующие им линейные структуры пещеры; 2 - предполагаемые разломы; 3 - разломы растяжения; 4 - разлом S-W

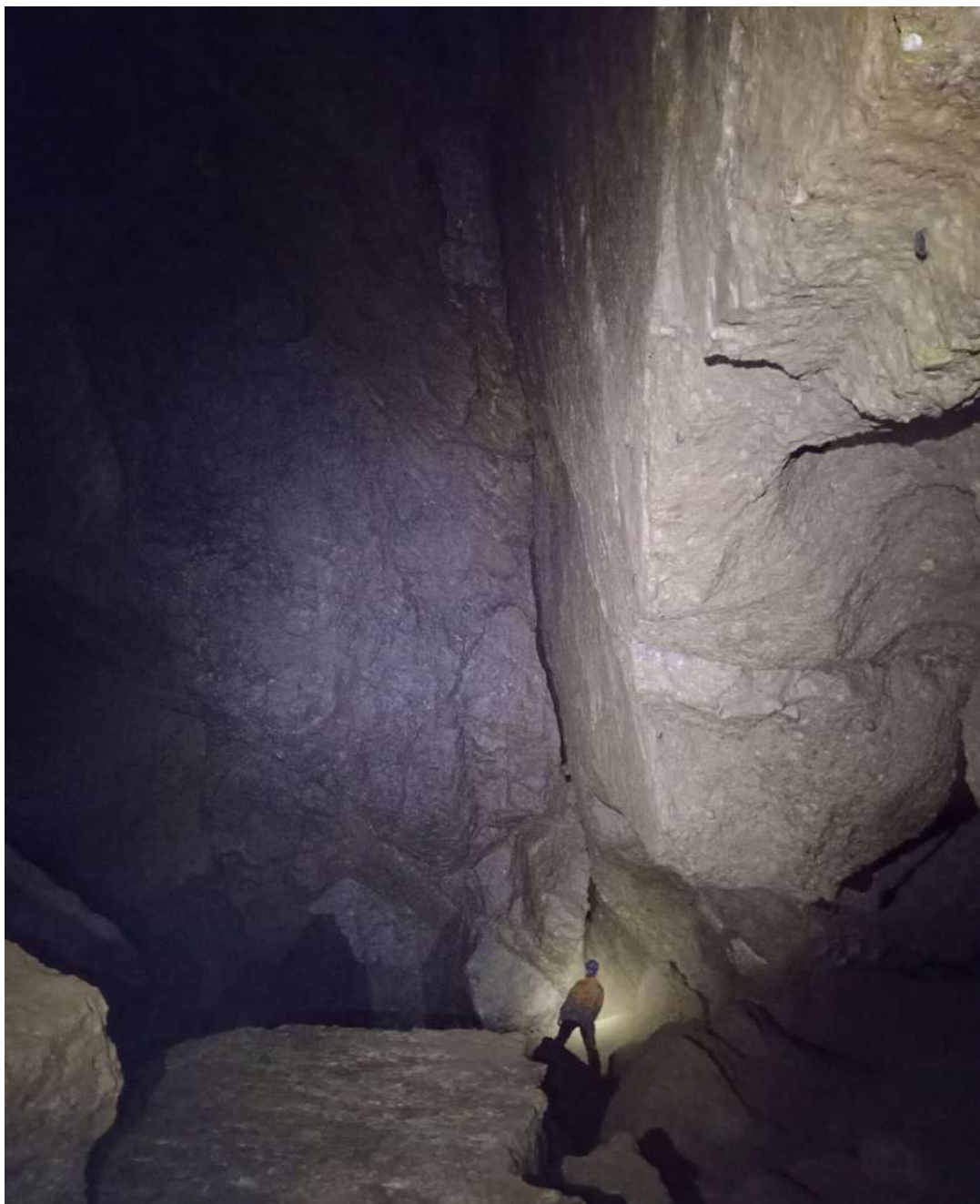


Рисунок 43 - Разлом-сдвиг грота Чемоданы в пещере Большая Орешная

система Сибирская, внесшая существенный вклад в протяженность пещеры. Приведен разрез (Рисунок 44), показывающий открытие системы Сибирской по простиранию плоскости разрыва 8 (Рисунок 41), переходящего в каскад вертикальных стен (снизу вверх) в той же плоскости и приводящего в верхнюю часть системы Сибирской. В южной части плоскости разрыва 4 (Рисунок 40) открыта значительная система НГУ.

Все верхние уровни пещеры Алтайской обнаружены восхождениями по плоскостям разрывных нарушений, но некоторые остаются не исследованными.

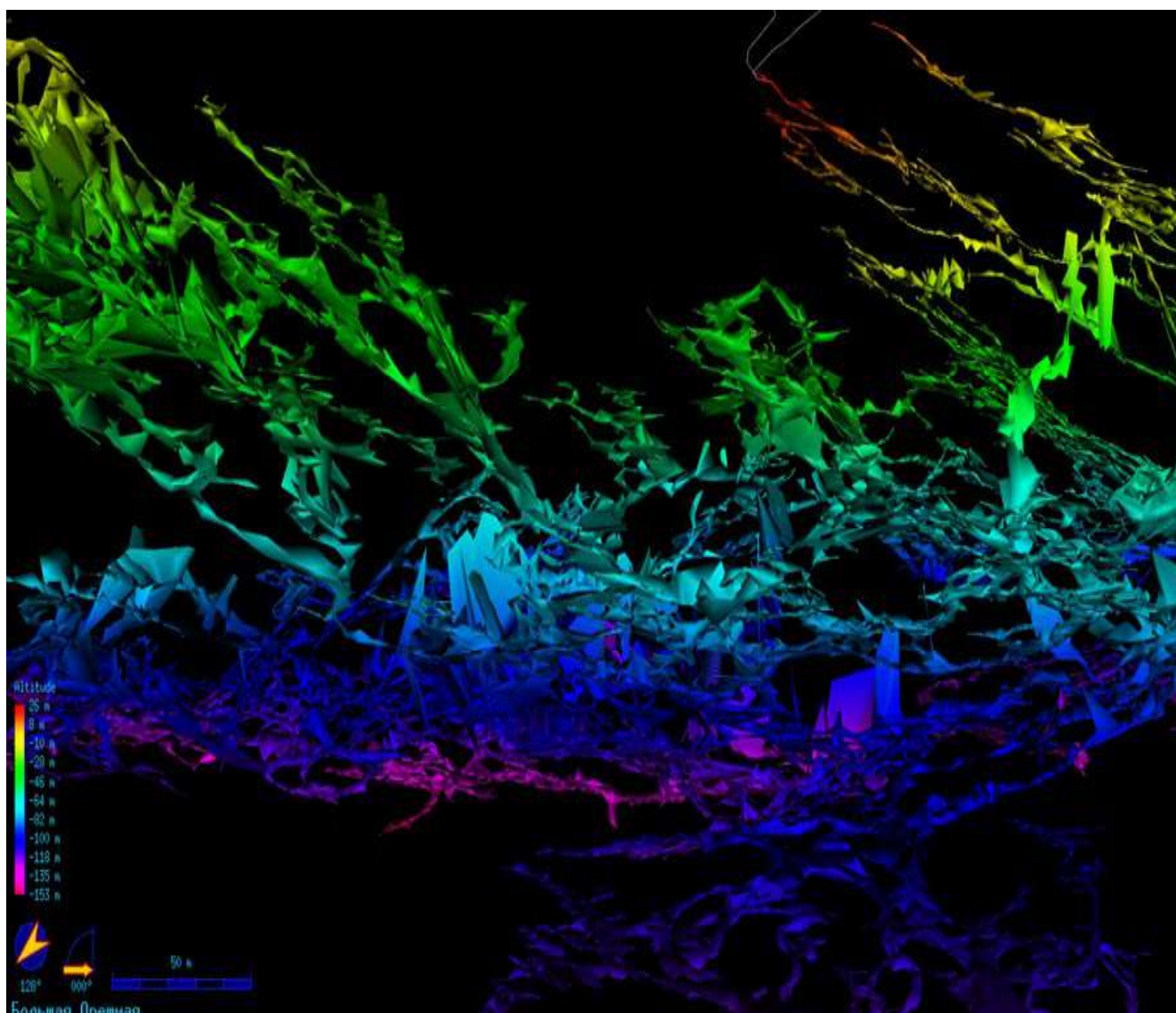


Рисунок 44 - Скрин-шот (.png) разреза из программы “therion” (.loch) пещеры Большой Орешной

В пещере Кек-Таш по простиранию разрыва 2’ (Рисунок 27) открыта система Кричащая, по предполагаемому разрыву 2 это предстоит сделать.

Таким образом, поисковый признак – это зоны сгущения трещиноватости (Рисунок 13, 17) и плоскости разрывных нарушений (Рисунок 11, 24, 27). Морфологический поисковый признак на поверхности - резкий изгиб горизонтальных линий в массивах (Рисунок 13, 17).

Вывод: для выявления плоскостей разрывных нарушений необходимо проводить инструментальную топографическую съёмку. Поскольку формирование полостей в слабокарстующихся породах связано с зонами разрывов малой амплитуды и большой протяженности, существует поисковый признак для обнаружения новых полостей на продолжении этих зон по латерали, вверх и вглубь, что подтверждено нами в полевых исследованиях.

Глава 4. Механизм образования полостей в слабокарстующихся породах

4.1. Анализ исследований гипогенеза карстовых полостей

Исследователи на протяжении многих лет приписывали происхождение лабиринтных пещер артезианским условиям [Huntoon, 2000] или не признавали эту версию [Palmer, 2000a]. Palmer [Palmer, 1975, 1995] исследовал гидравлические и кинетические условия в пределах простой петли, в которой вода расходится на две ветви, которые в свою очередь воссоединяются вниз по течению, и показал, что эти ветви не могут развиваться с сопоставимой скоростью, за исключением очень высоких соотношений расхода к длине потока (Q/L). Такие условия не характерны для бокового артезианского потока, поэтому он пришел к выводу, что медленный поток грунтовых вод вблизи химического равновесия, типичный для замкнутых водоносных горизонтов, с наименьшей вероятностью приведет к образованию лабиринтных пещер.

Условие высокого соотношения Q/L для развития лабиринта в нашей ситуации не выполняется: L значительно выше Q в изучаемых нами пещерах.

Паводковые воды до близлежащей реки могут способствовать развитию лабиринтных пещер, где значительная проницаемость каналов уже имеется во время формирования нисходящих каналов, но это может быть самостоятельным спелеогенетическим механизмом только там, где наблюдается интенсивная открытая трещиноватость.

Palmer специально рассмотрел проблему лабиринтных схем и предложил две основные благоприятные для их развития обстановки: 1) высокий расход или высокий градиент потока во время паводков вблизи сброса в основное русло реки (паводковые лабиринты) и, 2) диффузное пополнение карбонатного пласта через проницаемую, но нерастворимую покрывающую породу, такую как кварцевый песчаник или алевролит.

Позднее он добавил случаи устойчивых высоких градиентов, например, под плотинами, и зон смешения, где агрессивность грунтовых вод локально повышается, и снова обобщил, что для образования лабиринтных пещер требуются высокие соотношения Q/L [Palmer, Palmer, 2000].

Интересное предположение о еще одном механизме развития лабиринта связано с “фантомизацией” (выветриванием пород-“призраков”) за счет медленного потока через трещины и растворения цемента в окружающем матриксе на глубине и последующего эрозионного удаления нечистого остатка в зоне аэрации [Audra et al., 2007]. В нашем случае это

едва ли актуально, так как недостаточно растворимого вещества в цементе, часто представленного песчаником, алевроитом, кремнистыми породами.

Высокоградиентное прохождение паводковых вод является возможным механизмом для создания небольших лабиринтов вблизи препятствий, которые возникают вдоль четко определенных проходов вдоль ручьев, проводящих очень изменчивый поток [Palmer, 2001], или более крупных лабиринтов в эпифреатической зоне высокоградиентных альпийских пещерных систем, подверженных быстрому и высокому подъему уровня грунтовых вод [Audra et al., 2007]. Однако в средах с относительно низким градиентом (например, в кратонах) менее вероятно создание крупных кластеров лабиринтов, связанных с довольно небольшими ручьями, такими как в пещере Skull, NY, USA, часто упоминаемой как пример развития лабиринта паводковыми водами [Palmer, 2001].

Альтернативная возможность заключается в том, что кластеры гипогенных поперечных карстовых лабиринтов, унаследованные от замкнутой стадии, подвергаются внедрению потоков во время последующей незамкнутой стадии (эпикарстовой гипергенной стадии).

Другим часто цитируемым примером лабиринта паводковых вод является пещера Mystery Cave длиной 21 км в Minnesota, USA, которая, как полагают, образована подземным меандровым срезом небольшой реки. Пещера действительно функционирует таким образом на нынешней геоморфологической стадии, но недавнее обследование пещеры выявило многочисленные морфологические особенности, которые настоятельно предполагают гипогенное «восходящее» происхождение пещеры. Поток по меандру привел к значительному морфологическому наложению и флювиальному осадконакоплению в определенных ходах, но он не стер гипогенные спелеогены карстогнеза даже в этих основных маршрутах потока [Klimchouk, 2007].

Как подтверждение, быстро растущее число свидетельств из регионов по всему миру [Klimchouk, 2007, 2012] позволяет предположить, что большинство известных карстовых пещер-лабиринтов образовались в замкнутых условиях, как продукт восходящего гипогенного спелеогенеза.

Каналы (поставщики растворов) часто скрыты за наличием осадочного заполнения, но во многих случаях их все равно можно определить по наличию каналов на восходящей стенке над ними (если каналы соединяют проход сбоку). Их часто ошибочно принимают за «заглатывающие» или окапывающие формы, а не за формы, которые передавали восходящий гипогенный аэральный поток.

Особенности и признаки гипогенеза включают: восходящие каналы стен, восходящие наборы сросшихся куполов потолка или выпуклых вверх арок, потолочные каналы (полутрубы) и отдельные купола потолка. Они обычно располагаются в непрерывных рядах. Потолочные

каналы, также часто называемые полутрубами, хотя обычно интерпретируются как парагенетические особенности, образующиеся, когда заполнение осадками направляет фреатическое растворение вверх, очень типичны для гипогенных пещер, которые никогда не заполнялись осадками до уровня потолка.

Восходящие формы - это купола и купольные колодцы (вертикальные трубы), которые поднимаются от потолка проходов и комнат на определенном этаже и соединяются со следующим верхним этажом. Купола (потолочные карманы) обычно встречаются в незамкнутых фреатических пещерах, отражая ограничение воды внутри самого прохода. Такие купола обычно имеют простые формы, не соединены восходящими стенными каналами или потолочными полутрубами или не расположены прямо над источником; следовательно, восходящая конвекция не является способствующим фактором. Другое толкование заключается в том, что купола образуются в субаэральных условиях посредством конвекции влажного воздуха, вызванной теплом из бассейна термальной воды в камере, которая закрыта для внешнего воздушного потока [Cigna, Forti, 1986]. Однако механизм конденсации-коррозии не может объяснить возникновение куполов, когда они встречаются во всех частях обширных трехмерных систем с вертикальными диапазонами в несколько сотен метров, включая области, довольно далекие от предполагаемых теплых озер на уровне грунтовых вод. В 3-D пещерных системах комплексы «купольные / восходящие трубы» часто простираются вверх от базового прохода или камеры на десятки метров и заканчиваются или прерываются по-разному ориентированными этажами лабиринтных проходов, с которыми комплексы «купольные / восходящие трубы» демонстрируют четкие функциональные связи. Их развитие из-за конденсации-коррозии кажется крайне маловероятным в таких ситуациях.

Направленные отметки, создаваемые интенсивными режимами течения и боковым течением, например, гребешки, как правило, отсутствуют в гипогенных карстовых пещерах, хотя они могут присутствовать локально, когда происходит значительное эпигенетическое наложение во время последующей незамкнутой стадии, например, из-за перехваченных потоков или обратного затопления [Klimchouk, 2012].

Palmer ещё в 1991 г. отмечал, что раствор, вызванный охлаждением восходящих потоков, движется вверх по многим пересекающимся трещинам и достигает кульминации около уровня грунтовых вод, где происходит смешивание с неглубокой грунтовой водой [Palmer, 1991]. Такие системы группируются вокруг бывших выходов грунтовых вод. Смешение восходящих потоков (газов или гидротермов) и грунтовых вод вносит наибольший вклад в агрессивность растворения. Растворимость резко возрастает (x^{3-4}) при увеличении давления CO_2 или других кислот. Морфологическое проявление гипогенных карстовых полостей - хаотичные комнаты, лабиринтообразные галереи, блуждающие в 3-D пространстве с ответвлениями,

простирающимися на разнообразных уровнях. Все эти признаки мы наблюдаем в исследуемых пещерах.

4.2. Образование полостей в слабокарстующихся породах

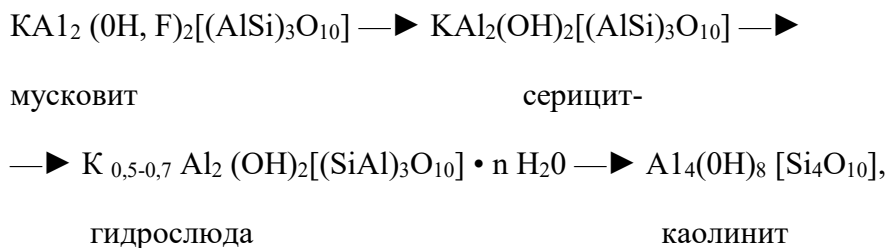
Формирование современного горного рельефа на юге Сибири началось в олигоцене, но главная фаза новейшего орогенеза приходится на четвертичное время [Novikov, 1998; Novikov; Sokol, 2007; Novikov et al, 2014; Novikov, 2019]. Новейший орогенез носил блоковый характер. По зонам дробления кайнозойских разломов широко отмечаются признаки низкотемпературной гидротермальной аргиллизации [Novikov, 2023]. В мел-палеогеновое время в период тектонического покоя на территории современной Алтае-Саянской горной области сформировалась обширная денудационная равнина. В ходе новейшей активизации она оказалась расколота на блоки, которые были подняты на разную высоту, образовав основу современного горного рельефа. В условиях низкогорья и среднегорья реликты поверхности выравнивания сохранились на поверхности блоков, придавая развитым на их основе горным сооружениям платообразный облик.

Объемные полости и обилие глины, зафиксированное в пещерах в слабокарстующихся породах, механизм образования которой оставался до конца неясен, навело на идею о процессе гипогенной аргиллизации в формировании значительных полостей.

В научной литературе часто можно встретить упоминание о «линейных корях выветривания», которые понимаются исключительно как результат воздействия поверхностных вод при их проникновении по трещиноватости разломных зон. Распространение линейной коры на глубину ограничивается базисом эрозии, а ее состав, строение и физические свойства идентичны связанной с ней площадной корой, так как оба типа коры выветривания обычно образуются в процессе химического выветривания под воздействием нисходящего потока поверхностных вод. В качестве «линейных кор выветривания» часто ошибочно рассматривают аргиллизированные породы в зонах разломов [Разумова, 1977; Токарев и др., 2019].

В зонах разломов в конгломератах происходит метасоматическое замещение обломков полевых шпатов и гравилитов на аргиллит [Волостных, 1972]. В процессе участвуют низкотемпературные гипобиссальные эманации - газы: CO_2 (95%), H_2S (3%), H_2CO_3 (2%), поступавшие с глубин по крутопадающим разломам фундамента [Херасков, 1958, 1963]. Двуокись углерода при соединении с водой образует кислоту H_2CO_3 , которая является очень агрессивным агентом при коррозии пород, в том числе известняков и мраморов: $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 +$

$\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3$, причём скорость реакции при гипогенном спелеогенезе значительно возрастает в сравнении с классическим карстогенезом [Palmer, 1991], то есть в коррозии принимает участие низкотемпературный гидротермальный процесс, при этом примеси слюды, полевых шпатов, кремнённых известняков и кварцитов в зонах глубинных разломов аргиллизуются по низкотемпературному метасоматозу [Казицын, 1979]:



что также характерно для аргиллизации плагиоклазов, слюд в конгломератах.

Под низкотемпературной аргиллизацией, или гидротермальной глинизацией, понимается процесс слабокислотного выщелачивания, протекающий в условиях малых глубин с образованием глинистых и охристых продуктов. Процесс этот осуществляется под воздействием растворов, возникающих при смешении кислотных дериватов эндогенных эманаций с грунтовыми водами, и протекает в интервале глубин одного километра до дневной поверхности при температурах 200°C и ниже [Разумова, 1977]. При гидротермальной глинизации поглощается огромное количество воды, а углекислота является одним из главных компонентов аргиллизующих растворов [Волостных, 1972].

Элювиальная теория генезиса аргиллизированных зон вначале хорошо увязывалась с представлением о вертикальной фильтрации атмосферных осадков на глубину и затуханием процесса выщелачивания вниз по разрезу. Но с развитием геологоразведочных работ в ряде регионов была установлена большая, иногда огромная мощность (сотни метров) аргиллизированных зон линейно-трещинного и контактово-карстового типа. Тогда для объяснения генезиса таких образований стали привлекать грунтовые воды глубинной циркуляции: артезианские, сифонные или глубинного стока [Корин, 1960; Гинзбург, 1963; Разумова, Херасков, 1963], т.е. в скрытом виде признавалось участие глубинных вод в формировании мощных аргиллизированных зон.

При приближении к земной поверхности в связи с понижением температур и разбавлением гидротермальных растворов грунтовыми водами количество и активность щелочей постепенно убывает и, когда отношение K^+ и H^+ достигает низких значений, происходит гидротермальная глинизация (низкотемпературная аргиллизация) горных пород [Мейер, Хемли, 1970], т.е. низкотемпературное метасоматическое выщелачивание с образованием глинистых продуктов. Таким образом, интенсивность гидролиза возрастает от

высокотемпературных стадий к низкотемпературным. При этом в новообразованных продуктах [Казицын, 1979] последовательно увеличивается относительное количество гидроксильных групп и уменьшается количество калия. Метасоматические процессы осуществляются наиболее интенсивно в породах, обладающих большой удельной трещиноватостью и в зонах разломов. Существенное место в жильном этапе занимают процессы окремнения и окварцевания [Шахов, 1964]. С понижением температуры гидротермальных растворов нормальный кварц часто переходит в криптокристаллический и халцедоновидный и нередко сопровождается отложением халцедона или даже опала.

О гидротермально-фреатическом происхождении аргиллизированных зон свидетельствуют и следующие данные: появление таких зон в отдаленные геологические эпохи, задолго до возникновения на земном шаре наземной растительности и почвенного покрова (дорифейские и докембрийские глинистые коры). В то же время усиленное поступление по разломам углекислоты в эпохи активного орогенеза [Фурман, 1957] действительно благоприятствовало образованию связанных с разломами глинистых продуктов выщелачивания, но только гидротермально-фреатического, а не элювиального происхождения.

Признаками глинистых метасоматитов зон разложения (трещинные коры) и ареалов их воздействия (площадные коры) являются не пенепленизированные поверхности складчатого фундамента, а осложняющие эти поверхности зоны повышенной деформации в период орогенного этапа развития геосинклинальных областей. Глинистая компонента механически выносятся грунтовыми водами в направлении разгрузки [Волостных, 1972]. Мы считаем важным этот процесс в спелеогенезе в связи с глубинными разломами и присутствием изверженных пород в исследуемых районах (Рисунок 10, 21).

Как подтверждение гипогенного происхождения полостей по процессу низкотемпературного гидротермального слабокислотного выщелачивания, в нижних частях разрыва “тропа” Хошимина (галерея Крокодила) в пещере Дудинской, в галерее Кристаллов в районе разрыва НГУ в пещере Большой Орешной обнаружены признаки аргиллизации. Отобраны светло-коричневые - желтоватые аргиллизиты [Юричев, 2015, Дворник, 2020] по составу близкие к иллиту-смектиту (по результатам рентгенофазового анализа “Дрон-8”) с включениями SiO_2 и полевого шпата, размер зёрен которых не более 0.02 мм (по результатам гранулометрии). Водородный показатель в пробе раствора грунтовых вод в период подтопления напорными водами (иногда до отметок +15 м от дна пещер), не связанного с паводковыми водами с поверхности, измеренный автономным рН-метром Ohaus ST300-B, оказался около значения 6.0. В пещере Большая Орешная восходящие плоскости нередко упираются в глухие тупики купольной формы (Рисунок 45), что, вероятно, указывает на их субэзральное происхождение [Klimchouk, 2007]. В пещере Дудинской периодическое

затопление нижних уровней не коррелируется с вадозными водами, которые обычно разгружаются за неделю - две, а периодическое (о регулярности пока мало наблюдений) затопление может держаться до 2-х месяцев и более. Уровень воды в озере на дне пещеры Большая Орешная периодически поднимается до +10 м и не связан с инфильтрацией с дневной поверхности. Аналогичные явления мы наблюдали в пещере Алтайской: поднятие уровня вод в межень до +10 м в районе дна грота Гиганты и Каскад.

На потолках нижних уровней пещеры Дудинской видны как отдельные, так и каскадами уходящие вверх купольные формы и камеры субаэрального растворения (Рисунок 46) и «подвешенные» меандры (Рисунок 47) в обширных гротах. В работах [Palmer, 1995, Hill, 2000] показано, что подобные обширные полости могут образовываться только при участии низкотемпературных гидротермальных растворов и их конденсирующихся паров, так как агрессивность только вадозных вод, инфильтрирующих с поверхности массива, низка.

Эффективности вод, проникающих с дневной поверхности, недостаточно для образования столь внушительных объемов полостей по механическому суффозу: для этого необходимы большие скорости фильтрационного потока согласно формуле Зихарда [Ломтадзе, 1977] или значительные силы гидродинамического давления [Попов, Пустовит, 2015], для взвешивания частиц необходим критический напор воды [Истомина, 1957]. Например, при размере частиц 1 мм необходима скорость размывания 6 м/мин, 0.03 мм – 1.04 м/мин, и это при отсутствии препятствий движения потока. В исследуемых пещерах водные потоки фрагментарны, локализованы, а значительные полости вообще не имеют следов водотоков с дневной поверхности.

В исследованных пещерах Горного Алтая гидрогеологическая речная сеть представляет большое поле для будущих исследований: подземные реки, которые имеют явно вадозное происхождение, не отслежены, откуда они берут водосбор: окрашивание ручьев на поверхности, втекающих в карстовые перегородки, не показало окрашенной воды в пещерах. Это значит, что вода с поверхности образует отдельную водоносную систему, не связанную с исследуемыми пещерами. В таком случае эти водотоки должны образовывать неизвестные до сих пор полости. Но вопрос открыт: удастся ли в эти полости проникнуть спелеологу, так как вода может уходить по непроходимым узорам, что неудивительно для пород, в которых заложены пещеры: кварциты, мрамора, сильно метаморфизованные известняки.

Складывается мнение, что современная сеть ручьев во фреатической зоне внутри исследованных пещер получает свое питание из удаленных источников (не непосредственно с поверхности над самими пещерами), и разгружается не в ближайших источниках на поверхность, а далеко (3 – 10 км) от локализации пещер (близ расположенных внизу деревень), что показало специально проведенное окрашивание флуоресцином и уранином.



Рисунок 45 - Восходящие тупиковые плоскости пещеры Большой Орешной



Рисунок 46 - Камеры в потолках в обширных плоских гротах пещеры Дудинской



Рисунок 47 - Подвешенный меандр в пещере Дудинская



Рисунок 48 - Гидротермы скаленоэдров кальцита в гроте Стрела пещеры Дудинской



Рисунок 49 - Аргиллизит, заместивший плагиоклаз, в пещере Дудинской



Рисунок 50 - Голубоватые мраморизованные известняки Алтайских пещер

В разрыве Стрела зафиксированы жильные проявления и гидротермальные кристаллы скаленоэдров кальцита (Рисунок 48), найдены гнезда аргиллизита в коренной породе, заместившего плагиоклаз (Рисунок 49), что также свидетельствует о процессе «глинизации» согласно [Волостных, 1972].

В пещере Алтайской обнаружены признаки аргиллизации (рН около 6.0) вдоль разрывов в нижних частях пропастей Гигантов и Каскад, что соответствует наблюдениям [Волостных, 1972] о проявлении аргиллизации в виде смещения рН растворов в кислую среду.

В пещере Кек-Таш на дне 56-м колодца НЭТИ автором был пройден узкий полусифон, ведущий к обособленной системе [Boulytchov, 1999] с ручьем 5 л/с, не связанным с гидросетью пещеры. В этой системе обнаружены признаки аргиллизации (рН около 6): цвет пород изменился с голубоватого, характерного для основной части пещеры (Рисунок 50) на ярко жёлтый (Рисунок 51), что соответствует наблюдениям об аргиллизации [Волостных, 1972]. Анализ отобранных образцов аргиллита-сметита выявил в них зёрна SiO_2 размером менее 0.01 мм. Восходящие тупиковые плоскости



Рисунок 51 - Изменение цвета пород в пещере Кек-Таш



Рисунок 52 - Разлом Теплая Речка в пещере Алтайская



Рисунок 53 - Подвешенный меандр в гроте Страна Родная пещеры Дудинской



Рисунок 54 - Восходящие камеры в пещере Дудинская

купольной формы также засвидетельствованы в пещерах Алтайской и Кек-Таш (Рисунок 25, 28), что усиливает версию о гипогенном спелеогезе согласно [Klimchouk, 2007]. Кварцитовая корка может быть объяснена зонограммами аргиллизирующих растворов [Lovering, 1950; Sales, Meyer, 1950; Yoder, Eugster, 1955; Волостных, 1972] и процессами окремнения [Шахов, 1964].

Отмечены значительные (мощностью до 3 - 5 м) [Boulytchov, 1997] отложения субстрата аргиллита (на 2-м уровне пещер - Старая речка и Морской проспект), не полностью вынесенных фреатическими водами. Частичный вынос зерен аргиллита происходил по внутреннему суффозионному процессу. Но на современном (самом нижнем) пещерном уровне видим отполированные стены транзитной водой (Рисунок 52).

Мы считаем важным роль феномена аргиллизации в спелеогенезе в слабокарстующихся породах в связи со сложным геологическим строением района (изверженные породы, разрывные нарушения). Как подтверждение в исследованных пещерах наблюдается множество свидетельств гипогенеза по гидротермальной аргиллизации: тупиковые купольные арки (Рисунок 25, 28), висячие меандры (Рисунок 53), восходящие тупиковые камеры (Рисунок 54), купольные потолки восходящих плоскостей (Рисунок 55), маркеры подтоплений (Рисунок 56), изменение цвета пород, сдвиг pH растворов в кислую среду, жильные проявления и



Рисунок 55 - Купольный тупик в пещере Дудинская



Рисунок 56 - Маркер затоплений в пещере Дудинская

гидротермальные кристаллы кальцита (Рисунок 57, 58), замещение плагиоклаза аргиллизитом.



Рисунок 57 - Гидротермальные кристаллы кальцита пещеры Дудинской



Рисунок 58 - Кристаллы кальцита в Северной системе Дудинской

Современные гипергенные транзитные ручьи, как после - гипогенный процесс [Palmer, 1975; Klimchouk, 2009, 2012], развитые по щелевидным полостям и трещиноватости, по сути, “вскрыли” замкнутые глубинные полости, что не противоречит исследованиям [Klimchouk, 2007]. Это четвертичный спелеогенез, протекающий по карстово-суффозионному процессу.

Рассмотрим возможные альтернативные варианты образования лабиринтов изучаемых пещер. Паводковый механизм [Palmer, 1975] вполне может развить лабиринт, однако это имеет место в концевых частях пещер, где происходит разгрузка, и вадозным водам необходимо было преодолевать препятствия (глыбовые завалы). Но, к примеру, ближайший источник к пещере Дудинской на 130 м ниже входа в пещеру, и основная часть ее лабиринта развита ниже этой отметки. Паводковая модель не подходит к изучаемым пещерам, так как они имеют не концевое, а площадное и объемное строение лабиринтов. Другая модель образования лабиринтов [Palmer, 1975] подходила бы к изучаемым пещерам: вода равномерно и рассредоточено проникает к растворимой породе через вышележащую диффузную среду с очень развитой проницаемостью, - но мы наблюдаем фрагментарность проницаемых зон и соответствующей трещиноватости. Более того, мы предполагаем, что развитие глубинных частей изучаемых пещер началось задолго (возможно, с олигоцена) до четвертичных эпигенных карстово-эрозионных процессов: вышележащие алевроиты и плотные песчаники составляли водоупорную среду. В плейстоцене поднятие местности вызвало формирование фрагментарной сети трещиноватости и разрывов, которые позволили вскрыть развитые в глубинах лабиринтные полости нисходящими инфильтрующими водами. Глубинные части пещер могли сформироваться низкотемпературными подземными газово-жидкими растворами [Klimchouk, 1997, Климчук и др., 2013], движущимися вверх от нижних к верхним водоносным горизонтам. Похожий механизм образования площадных лабиринтов в артезианских условиях предложен А.Г. Филипповым, изучившим уникальный феномен Ботовской пещеры [Филиппов, 1994] в слое известняков мощностью 6-12 м, являющейся на сегодня самой протяженной (70414 м) в России. Основная пещерная система была сформирована, как полагает автор [Филиппов, 1999], в течение позднемелового – палеогенового времени, а с миоцена развивается в субэвральных условиях. В отличие от предшественников, нами предложен механизм образования крупных полостей в породах как с частично карбонатной компонентой, так и в ее полное отсутствие.

Изучение процесса аргиллизации имеет практическое значение: в глинистых породах метасоматического выщелачивания развиты редкометалльные минералы, например, в верхах каолининовой зоны коры выветривания гранитоидов Гарнаба - ниобий содержащий рутил и гематит [Расулов, 1967]; на контактах с известняками часто образуются древние никеленосные коры выветривания [Разумова, 1977]; в каолинизированных гранитах Приморья – черчит и

другие водные фосфаты цериевой группы, обогащенные европием [Тащилкин, 1969]; в продуктах выветривания карбонатитов - апатит [Зверева, Писемский, 1969]; в корках выветривания железистых кварцитов - сванбергит с аксессуарным бором [Макаров, 1965, 1967]. На контакте известняков с алюмосиликатами в результате аргиллизации образуется минерал диаспор [Lovering, Shepard, 1960].

Таким образом, минералогические и геохимические данные также свидетельствуют в пользу участия гидротермальных растворов в формировании аргиллизированных зон вдоль разрывов.

Механизм образования крупных полостей в слабокарстующихся породах состоит в том, что вдоль зон разрывных нарушений малых амплитуд смещения происходил процесс глубинной аригиллизации (метасоматическом преобразовании породы в аргиллизиты под воздействием низкотемпературных слабокислотных растворов и углекислых эманаций, распространяющихся из недр по разломам), с последующим смешением с грунтовыми водами и выносом глинистой компоненты, что объясняет решетчато-коробчатую морфологию пещер. Выделено 3 этапа: а) формирование зон дробления, б) проработка субстрата зон разрывов растворами (смещения восходящих с глубин газов с грунтовыми водами) с образованием аргиллизитов, в) частичный вынос аргиллизита грунтовыми водами в сторону разгрузки пещер, в процессе чего формируются объёмные полости. Как пост глубинный процесс – это современная стадия: вскрытие полостей эпигенными вадозными водами.

4.3. Полости в некарстующихся породах (гранитах)

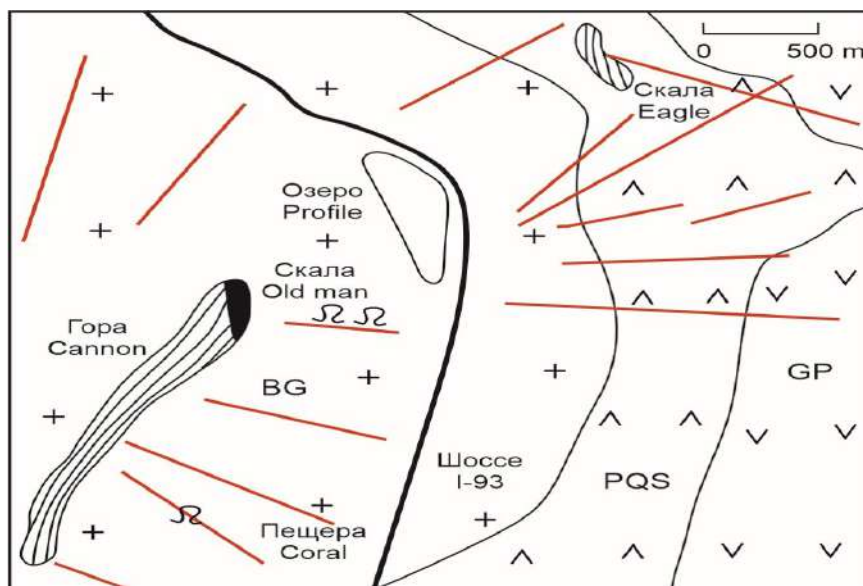
Продукты аргиллизации вследствие термальной активности по трещиноватости [Scheuerer et al, 2013] обнаружены в нижнем горизонте в гранитах (некарстующихся породах) пещеры Gobhoho (Eswatini): богатая минерализация (гиббсит, брусит, хлорит, опал, аллофан) сопровождается [Filippi et al, 2020] глинистыми компонентами (каолинит).

Автором в 2017 г. посещена пещера STM (Mt. Washington, Tuckerman Ravine, NH, USA, длина 150 m, entrance elev. 1230 m) в гранито-гнейсах [Robert, Carrol, 1977; Carrol, 1997]. Удалось протиснуться между глыбами в нижний горизонт и зафиксировать результат (шарообразные камеры в потолках и стенах) гипогенного воздействия растворами, насыщенными H_2S (в 300-м расположены сероводородные источники).

По приглашению Explorers Club (NYC) в ноябре 2023 г. и октябре 2024 г. автором исследована пещера Coral в красных гранитах (Franconia Notch, White Mountain Batholith, NH, USA, длина 430 m, entrance elev. 700 m). Пещера находится (44.153384° N, 71.683839° W) в юго-

восточном крыле горы Cannon (Рисунок 59) и в 500 м на юг от озера Profile в борту оврага, образованного селом, который и вскрыл входы в пещеру. Кроме приповерхностного талуса [Carrol, 1982; Cooper, Mylroie, 2015] в нижней части расселины, приуроченной к трещине (Рисунок 60), представлены низкотемпературные тонкодисперсные глины, свидетельствующие о процессе аргиллизации, обнаружены и идентифицированы кальцит, флюорит, сидерит, формирующие плёнки и кораллоиды. Это согласуется с зонограммами отложений [Волостных, 1972] аргиллизации плагиоклазов, а слюды аргиллизируются до каолинита [Казицын, 1979].

Спелеогенез в гранитах, как результат процесса аргиллизации, требует дальнейших исследований и накопления статистики как на изучаемых, так и на новых объектах.



Ω 1 ++ BG 2 ^^ PQS 3 vv GP 4 / 5

Рисунок 59 - Пещеры в гранитах Franconia Notch State Park: 1 - пещеры, 2 - биотитовые граниты, 3 - кварц-порфировые сиениты, 4 - порфировые граниты, 5 - трещины.

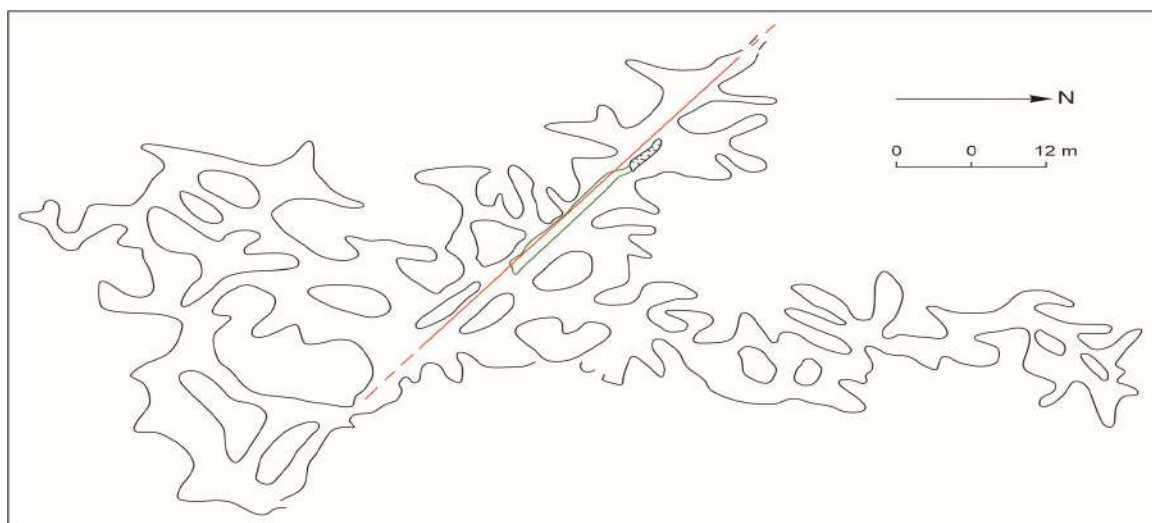


Рисунок 60 - Схема пещеры Coral (вид сверху): / - трещина, 0 – система нижнего яруса

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Формирование крупных пещер в слабокарстующихся породах Алтае-Саянской горной области геоморфологически обусловлено низкогорным рельефом хребтов с широкими слабо расчлененными водоразделами с затрудненным дренажем и глубокими долинами, в которые осуществляется подземный сток. В рассматриваемых пещерах карбонатная составляющая представлена не повсеместно, поэтому, как мы полагаем, основные объемы образовались в результате выноса продуктов аргиллизации. Зоны аргиллизации, в свою очередь, могут развиваться по любому геологическому субстрату: магматическим, осадочным или метаморфизованным породам вне зависимости от их состава.

Нами показано:

1. Морфология пещер, развитых в слабокарстующихся породах, отличается от морфологии карстовых пещер: она характеризуется решётчато-коробчатой геометрией, что определяется системой трещиноватости вдоль разрывных нарушений малых амплитуд. Основные направления ходов выстраиваются не в субгоризонтальные, а в восходящие (часто купольно-тупиковые) субвертикальные плоскости. Пещеры в слабокарстующихся породах представляют собой системы вертикальных щелевидных полостей, выстраивающихся в системы плоскостей, соответствующим зонам разрывов. В рассмотренных пещерах, как правило, присутствует одно преобладающее направление, вдоль которого фиксируется несколько параллельных протяженных субвертикальных плоскостей разрывов, соединенных короткими плоскостями оперяющих разрывов растяжения.

2. Основной особенностью формирования полостей в слабокарстующихся породах является их приуроченность к зонам разрывов малой ширины и большой протяженности, по которым по латерали, вверх и вглубь развивается спелеогенез, в связи с чем предложен метод открытия полостей, основанный на поиске продолжения плоскостей вдоль зон разрывов. Для выявления разрывных нарушений нужна подземная инструментальная топографическая съёмка и для визуализации картографирования сложных лабиринтных пещер нужно применение 3-D программ. Входы в пещеры нами вскрыты раскопками и разбором завалов, и поэтому, как мы считаем, большинство значительных полостей до сих пор остаются недоступными для спелеологов.

3. Образование основных крупных полостей в слабокарстующихся породах заключается в том, что вдоль зон разрывных нарушений малых амплитуд смещения происходил (возможно, в олигоцен-миоцен) процесс аргиллизации с последующим выносом глинистой компоненты

грунтовыми водами, что объясняет решетчато-коробчатую морфологию пещер. Выделено 3 этапа: а) формирование зон дробления, б) проработка субстрата зон разрывов растворами (смещения восходящих с глубин газов с грунтовыми водами) с образованием аргиллизитов, в) частичный вынос аргиллизита грунтовыми водами в сторону разгрузки пещер, в процессе чего формируются объёмные полости. Как пост глубинный процесс – это современная стадия: вскрытие полостей эпигенными вадозными водами.

Морфологические особенности пещер позволят по-новому взглянуть на перспективы исследования новых значительных полостей в пределах Алтае-Саянской горной области. Теперь перспективными районами можно рассматривать всю территорию платообразных низкогорий, обрамляющих альпинотипные районы Алтае-Саянской горной области, тем самым данная диссертационная работа вносит вклад в развитие спелеологии в теоретическом и практическом аспектах.

Список литературы

- Апродов В.А. Геологическое картирование. - М.: Госгеолиздат, 1952. - 371 с.
- Атлас пещер России. Гл. ред. А.Л. Шелепин, редколлегия Б.А. Вахрушев, А.А. Гунько, А.С.Гусев, А.И.Прохоренко, Г.В.Самохин, А.Г.Филиппов, Е.А.Цурихин. - М.: РГО, РСС, 2019. - 768 с.
- Бардошши Д. Карстовые бокситы. - М.: Мир, 1981. - 455 с.
- Бгатов В.И. Предпосылки поисков месторождений золота в карбонатных формациях Сибири // Карбонатные формации Сибири и связанные с ним полезные ископаемые. - Новосибирск, Наука, 1982. - С. 107 - 113.
- Белоусов В.В. Геотектоника. М.: МГУ, 1976. - С. 98 - 122.
- Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. - М.: Недра, 1964. - 119 с.
- Бублейников Ф.Д. Пещеры. - М.: Государственное издательство культурно-просветительной литературы, 1953. - 112 с.
- Булычов А.А. Исследования глубочайших пещер Горного Алтая // Карст Алтае-Саянской складчатой области и прилегающих территорий. Тезисы докладов - Всесоюзная конференция, Барнаул, 1989а. - С. 47 - 48.
- Булычов А.А. Крупнейшие пещеры Горного Алтая // Пещеры. - Пермский Государственный Университет, 22, 1990. - С. 133 - 134.
- Булычов А.А. Многогранная подготовка спортивного спелеотуриста // Пещеры. - Вып.42, Пермский Государственный Университет, РГО, 2019. - С. 101 - 110.
- Булычов А.А. Морфология и отложения глубочайших пещер горного Алтая // Минералы и отложения пещер и их практическое значение. Тезисы докладов - Всесоюзная конференция, Пермь, 1989б. - С. 67 - 68.
- Булычов А.А. Морфология и отложения пещеры Алтайской // Карст Алтае-Саянской складчатой области и прилегающих территорий. Тезисы докладов - Всесоюзная конференция, Барнаул, 1989с. - С. 53 - 54.
- Булычов А.А. Пещеры в слабокарстующихся породах Алтае-Саянской горной области: механизм формирования и морфология // Геоморфология и палеогеография. – 2024, - № 2. - с. 256-273.
- Бушинский Г.И. Карстовые бокситовые и фосфоритовые месторождения и роль карста в боксито- и фосфатонакоплении // Карст и его народнохозяйственное значение. - М.: Наука, 1964. - С. 54 - 65.

- Вилесов Г.И., Ивченко А.Н., Дидепко И.М. Методика геометризации месторождений. - М.: Недра, 1973. - 176 с.
- Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. - М.: Недра, 1972. - 240 с.
- Гвоздецкий Н.А. Карст. - М.: Географгиз, 1950. - 187 с.
- Гвоздецкий Н.А. Карст. - М.: Географгиз, 1954. - 351 с.
- Гвоздецкий Н.А. Карст. - М.: Мысль, 1981. - 214 с.
- Гвоздецкий Н.А. Проблемы изучения карста и практика. - М.: Мысль, 1972. - 392 с.
- Гвоздецкий Н.А. Распространение и особенности карстовых явлений на земном шаре // Проблемы планетарной географии. - М.: МГУ, 1969. - С. 67 - 81.
- Геологическая карта западной части Алтае-Саянской горной области / Под ред. В.И. Коновалова, В.И. Зиновьева, А.В. Пешковой. - Л.: Аэрогеология. 1977. - 6 л.
- Геологическая карта СССР масштаба 1:200000, серия Восточно-Саянская, лист N-46-X. Объяснительная записка / Под ред. А.А. Предтеченского. - М.: Госгеолтехиздат, 1962. - 80 с.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. - М.: Наука, 1975. - 536 с.
- Гинзбург И.И. Типы древних кор выветривания, форма их проявления и классификация // Кора выветривания. Вып. 6. - М.: АН СССР, 1963. - С. 71-101.
- Гинзбург И.И. Карст и рудообразование // Карст и его народнохозяйственное значение. - М.: Недра, 1964. - С. 46 - 53.
- Горбунова К.А. История изучения пещер на территории СССР. - Пермь, 1987. - 30 с. Деп. ВИНТИ, № 4466-87.
- Дворник Г.П. Виды метасоматических пород: температурные условия образования, особенности состава, минерогения. - Известия УГГУ, вып. 1 (57), 2020. - С. 63-72.
- Динамическая геоморфология. Ред. Г.С. Ананьева, Ю.Г.Симонова, А.И.Спиридонова. - Изд. МГУ, 1992. - 446 с.
- Джеррард А.Дж. Почвы и формы рельефа // Комплексное геоморфолого - почвенное исследование. Ред. Ю.П.Селивёрстов, - Недра, 1984. - 206 с.
- Добровольский В.В. Почвоведение и геохимия ландшафта // Научные доклады высшей школы. Биологические науки. - № 3, 1967. - С. 7 - 19.
- Дублянский В. Н., Андрейчук В. Н. Спелеология (терминология, связи с другими науками, классификация полостей). - Кунгур, УрО АН СССР, 1989. - 35 с.
- Дублянский В.Н. Занимательная спелеология. - Урал LTD, Пермь, 2000. - 253 с.
- Дублянский В.Н., Илюхин В.В. Вслед за каплей воды. - М.: Мысль, 1971. - 206 с.
- Дублянский В. Н., Илюхин В. В. Путешествия под землей. - М.: ФиС, 1981. - 192 с.
- Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР. - М., Наука, 1984. - 128 с.

- Дублянский Ю.В. Геологические условия формирования и моделирование гидротермокарста: дис. ... канд. геолого-минералогических наук: 04.00.01/ Дублянский Юрий Викторович. - Новосибирск, ИГиГ СОАН СССР, 1987. - 185 с.
- Дублянский Ю.В. Гидротермокарст как рудо-подготовительный процесс. - Новосибирск, ИГиГ СОАН СССР, 1985. - 18 с.
- Зверева Е.А., Писемский Г.В. Кора выветривания на массивах ультраосновных щелочных пород и карбонатитов. - Серия Геология месторождений редких элементов. - Вып. 34, М.: Недра, 1969. - 203 с.
- Ивашов С.И., Разевиг В.В., и др. Голографический подземный радар типа РАСКАН: разработка и применение // Журнал IEEE по избранным темам прикладных наблюдений Земли и дистанционного зондирования. - 4 (4), 2011. С. 763 – 778.
- Истомина В.С. Фильтрационная устойчивость грунтов. - М., Госстройиздат, 1957. - 295 с.
- Каждан А.Б., Гуськов О.И. Математические методы в геологии. Учебник для вузов. - М.: Недра, 1990.- 251 с.
- Казицин Ю.В. Метасоматизм в земной коре. - Ленинград: Недра, 1979. - 208 с.
- Кастере Н. Зов бездны. - М.: ГИГЛ, 1964. - 207 с.
- Кастере Н. Тридцать лет под землей. - М.: ГИГЛ, 1959. - 250 с.
- Катаев В.Н., Горбунова К.А. Геологические основы моделей карстовых массивов // Вестник Пермского университета. - Пермь. - Вып. 4, Геология, 1997. - С. 137 - 147.
- Катаев В.Н., Щукова И.В. Подземные воды города Перми. - Пермь, ПГУ, 2004. - 142с.
- Катаев В.Н. Основы структурного карстоведения: учебное пособие по спецкурсу. - Пермь, ПГУ, 2004. - 109 с.
- Катаев В.Н., Печеркин А.И., Махорин А.А. Изучение закарстованных и трещиноватых зон в инженерном карстоведении (на примере горно-складчатых областей) // Учебное пособие по спецкурсу. - Пермь, ПГУ, 1987. - 88 с.
- Катаев В.Н., Печеркин А.И., Печеркин И.А. Моделирование полей напряжений при образовании и развитии локальных структур платформенного типа // Моделирование в гидрогеологии и инженерной геологии. – Новочеркасск, 1983. - С. 89 - 93.
- Катаев В.Н. Теория и методология структурно-тектонического анализа в карстоведении: дис. ... доктора геолого-минералогических наук: 04.00.01/ Катаев Валерий Николаевич. - Пермь, ПГУ, 1999. - 451 с.
- Климчук А.Б., Тимохина Е.И., Амеличев Г.Н., Дублянский Ю.В., Шпетль К. Гипогенный карст Предгорного Крыма и его геоморфологическая роль. - Симферополь, ДАИЙПИ, 2013. - 204 с.
- Климчук А.Б. Эволюционная типология карста // Спелеология и карстология. – 24, 2010. - С. 23 - 33.

- Климчук А.Б. Эпикарст: гидрогеология, морфогенез и эволюция. - Симферополь, Сонат, 2009. - 112 с.
- Корин И.З. Роль трещинных структур в формировании месторождений гипергенного генезиса // Проблемы тектонофизики. - М.: Госгеолтехиздат, 1960. - С. 162-167.
- Крубер А.А. Карстовая область Горного Крыма // Изд. И.Н.Кушнерёв и К^о. - М.: 1915. - 320 с.
- Кутырев Э.И., Ляхницкий Ю.С. Роль карста в формировании месторождений свинца, цинка, сурьмы, ртути и флюорита // Литология и полезные ископаемые. - №2, М.: Геологический Институт АН СССР, 1982. - С. 54 - 69.
- Леонтьев О.К., Рычагов Г.И. Общая геоморфология. - М., Высшая школа, 1988. - 316 с.
- Лерман Б.И., Тюрихин А.М., Усольцев Л.Н. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа Башкирии // Карст Южного Урала и Приуралья. – Уфа, 1978. - С. 112 - 118.
- Ломтадзе В.Д. Инженерная геология. Инженерная геодинамика. - Л.: Недра, 1977. - 479 с.
- Макаров В.Н. Минерал из группы сванбергита в коре выветривания Яковлевского месторождения КМА // Записки Всесоюзного минералогического общества. - Т. 96, - Вып. 3, 1967. - С. 342-345.
- Макаров В.Н. Минералогия осадочных руд Яковлевского месторождения КМА и особенности их хлоритизации: автореф. дис. ... канд. геолого-минералогических наук: 04.00.01/ Макаров В.Н. - Днепропетровск: Днепропетровский горный институт имени Артема, 1965. - 19 с.
- Максимов Г.М. Карст и пещеры центра Горного Алтая // Свет. - Киевский Карстолого-спелеологический Центр, - №4, 1993_а. - С. 20 - 22.
- Максимов Г.М., Пешков С.М. Крупнейшие пещеры и шахты Алтая (Восточная Сибирь) // Свет. - Киевский Карстолого-спелеологический Центр, №4, 1993_б. - С. 13 - 19.
- Максимович Г.А., Быков В.Н. Карст как показатель развития платформенных структур // Гидрогеология и карстоведение. - Пермь. - Вып. 4, 1971. - С. 18 - 23.
- Максимович Г.А., Быков В.Н. Карст карбонатных нефтегазоносных толщ // Учебное пособие. - Пермь, ПГУ, 1978. - 96 с.
- Максимович Г.А., Быков В.Н. Классификация залежей нефти и газа в карстовых коллекторах // Вопросы карстоведения. – Пермь, 1969. - С. 15 - 18.
- Максимович Г.А., Быков В.Н. Миграция вещества в карстовых коллекторах нефти и газа // Вопросы карстоведения. - Пермь, 1966. - С. 9 - 12.
64. Максимович Г.А. (1965) Генетический ряд натёчных отложений пещер (карбонатный спелеолитогенез) // Пещеры, вып.5 (6), Пермь. С. 3 - 22.
- Максимович Г.А. Основы карстоведения. - Т.1. - Пермь, Пермское книжное издательство, 1963. - 445 с.

- Максимович Г.А. Основы карстоведения. - Т.2. - Пермь, Пермское книжное издательство, 1969. - 529 с.
- Максимович Г.А. Распространение и районирование карста СССР // Ученые записки ПГУ. – Пермь. - Т. 24. - Вып.3, 1962. - С. 3 - 6.
- Максимович Г.А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР // Общие вопросы карстоведения. - М.: АН СССР, 1961. - С. 40 - 54.
- Маринин А.М. История исследования карста Алтая // Вопросы географии Горного Алтая. – Барнаул, 1976. - С. 3 - 14.
- Маринин А.М.. Карст и пещеры Алтая. - Новосибирск, НГПИ, 1990. - 146 с.
- Мейер Ч., Хемли Д. Околорудные изменения вмещающих пород // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1970. - С. 148-210.
- Михайлов Н.И. Горы Южной Сибири. - М.: Географгиз, 1961. - 243 с.
- Мусин А.Г. Зависимость карстовой морфоскульптуры от морфоструктурных особенностей территорий. М., 1977. - 8 с. - Деп. В ВИНТИ, «Вестник Московского университета», № 601-77
- Мусин А.Г. Карст Чечено-Ингушской АССР. – Грозный, 1981. – 88 с. - Деп. ВИНТИ, Чечено-Ингушский университет, № 2287-81
- Мусин А.Г. Региональные закономерности карста как отражение комплекса морфоструктурных и физико-географических особенностей // Изв. АН СССР, сер. Географ, 1982. - С. 109 - 112.
- Мусин А.Г. Роль физико-географических условий в формировании региональных особенностей карста // Проблемы физической географии Северо-Восточного Кавказа и сопредельных территорий. Грозный. - Изд-во Чечено-Ингушского университета, 1983. - С. 22 - 28.
- Мягков В.Ф. Математические методы в геологии. Методическая разработка. - Свердловск: Свердловский горный институт, 1984. - 44 с.
- Новиков И.С., Дядьков П.Г., Козлова М.П., и др. Неотектоника и сейсмичность западной части Алтае-Саянской горной области, Джунгарской впадины и Китайского Тянь-Шаня // Геология и Геофизика. - Т. 55. - №12, 2014. - С. 1802-1814.
- Новиков И.С., Жимулев Ф.И., Ветров Е.В., и др. Геологическая история и рельеф северо-западной части Алтае-Саянской области в мезозое и кайнозое // Геология и Геофизика. - Т. 60. - № 7, 2019. - С. 988-1003. DOI: 10.15372/RGG2019054
- Новиков И.С. История развития речной сети, геоморфологическое строение и перспективы золотоносности центральной части Салаира // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири. - 46 (56), 2023. – С. 150-165. DOI: 10.20403/20780575202346150165.
- Новиков И.С. Роль тектоники в эволюции рельефа Горного Алтая // Геоморфология. - №1, 1998. - С. 82-91.

- Отчёт 0-4-85 о спелеологической экспедиции в пещеру Кек-Таш (Горный Алтай) 28.01.-10.02.1985, первопрохождение. - Рук. Булычов А.А., - Новосибирская комиссия спелеотуризма, КиЛСИ. - 32 с.
- Отчёт 0-1-86 о спелеологической экспедиции в пещеру Алтайская (Горный Алтай) 22.01.-02.02.1986, первопрохождение. - Рук. Булычов А.А., - Новосибирская комиссия спелеотуризма, КиЛСИ. - 85 с.
- Печеркин А.И., Болотов Г.Б., Катаев В.Н. Изучение тектонической трещиноватости платформенных структур для карстологических целей // Учебное пособие по спецкурсу. - Пермь, ПГУ, 1984. - 84 с.
- Печеркин А.И., Катаев В.Н. К расчету напряжений, возникающих при формировании платформенных брахиантиклиналей // Инженерная геология. - № 5, 1983. - С. 75 - 93.
- Печеркин И.А., Шерстнев В.А. Водообильные зоны Пермской области // Химический состав и ресурсы подземных вод Предуралья и Зауралья. – Свердловск, УНЦ АН СССР, 1986. - С. 48 - 59.
- Полынов Б.Б. Геохимические ландшафты // Географические работы. - М., 1952. - С. 381 - 393.
- Попов Ю.В., Пустовит О.Е. Курс «Общая геология». Учебное пособие «Карст». - Ростов-на-Дону, 2015. - 64 с.
- Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии Ред. В.А.Николаев, О.В.Кашменская. - Наука, Новосибирск, 1976. - 144 с.
- Разумова В.Н. Древние коры выветривания и гидротермальный процесс. - М.: Наука, 1977. - 156 с.
- Разумова В.Н., Херасков Н.П. Геологические типы кор выветривания и закономерности их размещения // Геологические типы кор выветривания и примеры их распространения на Южном Урале. - М.: Наука, Труды ГИН АН СССР - Вып.77, 1963. - С. 5-34.
- Расулов Ш.К. Петрография гранитоидных пород Зиаэтинских гор и их продуктов коры выветривания: дис. ... канд. геолого-минералогических наук: 04.00.01/ Расулов Ш.К. – Ташкент, 1967. - 26 с.
- Скленарж К. За пещерным человеком. М.: Знание, 1987. - 270 с.
- Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. - 322 с.
- Тащилкин В.А. Коры выветривания Приморья: автореф. дис. ... канд. геолого-минералогических наук: 04.00.01/ Тащилкин В.А. - М.: МГУ, 1969. - 24 с.
- Токарев В.Н., Юрьев А.А. Косякова Л.Н., Глаас Г.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200000. Издание второе. Серия Кузбасская. Лист N-45-XXI (Прокопьевск). Объяснительная записка. - СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2019. - 210 с.

- Фаге А.Н., Ельцов И.Н. Опыт использования метода электротомографии и трёхмерного численного моделирования для локализации карстовых зон на месторождениях известняка // Изучение и использование естественных и искусственных подземных пространств и закарстованных территорий. - II Крымские карстологические чтения. – Симферополь, 2018.- С. 39 - 44.
- Филиппов А.Г. Генезис Ботовской пещеры // Геоморфология и палеогеография. - № 1, 1999. - С. 108-115.
- Филиппов А.Г., Морозов О.Н., Клементьев А.М., Волкова Н.В. Пещера Тимлюйская на Байкале: по следам Черского // Спелеология и спелестология. - Набережночелнинский государственный педагогический университет. Гл. ред. Гунько А.А., № 1, 2023. - С. 12-20. DOI: 1056270/27130290_2023_1_12.
- Филиппов А.Г. Пещера Ботовская // Вопросы физической спелеологии. -М.: МФТИ, 1994. С. 142-160.
- Фурман И.Я. К проблеме геохимии углерода // Труды Воронежского университета. - Т. 58, 1957. - С. 59-66.
- Херасков Н.П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. - М.: АН СССР, 1963. - 122 с.
- Херасков Н.П. Роль тектоники в изучении закономерностей размещения различных полезных ископаемых в земной коре // Закономерности размещения полезных ископаемых. - Т. 1. - М.: АН СССР, 1958. - С. 14-91.
- Цыкин Р.А. Карст Сибири. - Красноярский Государственный Университет, 1990. - 154 с.
- Цыкин Р.А. Особенности марганцевого оруденения в корах выветривания // Марганцевые месторождения СССР. - М.: Наука. 1967. - С. 361 - 372.
- Цыкин Р.А. Отложения и полезные ископаемые карста. - Новосибирск, Наука, 1985. - 165 с.
- Цыкин Р.А., Цыкина Ж.Л. Крупнейшие в мире конгломератовые пещеры Восточно-Саянской карстовой области // Гидрогеология и карстование. – Пермь. - Вып. 8, 1977. - С. 69-76.
- Четвертичная геология и геоморфология Западно-Сибирской низменности // Ред. В.А.Николаев. - Труды Института Геологии и Геофизики, СОАН, Новосибирск, 1964. - 91 с.
- Чикишев А.Г. Проблемы изучения карста Русской равнины. - М.: Изд-во МГУ, 1979. - 304 с.
- Шахов Ф.Н. Геология жильных месторождений. - М.: Наука, 1964. - 244 с.
- Юричев А.Н. Метасоматизм (основные аспекты): учебное пособие. - Томск, Издательский Дом ТГУ, 2015. 116 с.
- Якуч Л. Морфогенез карстовых областей. Варианты эволюции карста. - М.: Прогресс, 1979. - 389с.

- Allred K., Allred C. Development and morphology of Kazumura cave, Hawaii // *Journal of Cave Karst Studies*. - 59(2), 1997. - P. 67 - 80.
- Bogli A.W. Lockende Höhlenwelt. – Zurich, 1958. - 300 s.
- Bogli A.W. Karst Hydrology and Physical Speleology. - Springer-Verlag. - Berlin-Heidelberg-New York, 1980. - 284 p.
- Borcsok P. M.Gortani'98 Expedicio // *Magyar Karszt Barlangkutato Tarsulat bulletin* – Budapest, 1998. - P. 6 - 8.
- Boulytchov A.A. Exploration of the deepest and longest caves of Siberia // *Proceedings of International Congress of Speleologists in Moravian karst*. - Prague, Czech, 1999_b. - P. 2 - 4.
- Boulytchov A.A. Geophysically predicted and discovered large cave emptinesses in Siberia // *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology*. - La-Chaux-de-Fonds, Switzerland. - V. 5, 1997. - P. 89 - 92.
- Boulytchov A.A. Kektash - the deepest cave of Siberia and Big Oreshnaya - the longest one // *Stalactite*. - Bern, Switzerland. - №1, 1999_a. - P. 47 - 48.
- Boulytchov A.A. Seismic-electric and tectonic researches of outstanding Altai karst massifs // *30th International Geological Congress*. - Beijing. - V. 2, 1996. - P. 115.
- Boulytchov A.A. Seismic-electric benchmarking of caves and underground water horizons // *Proceedings of "Electrical/EM/Magnetics Case Histories"*. - SEG 72 Annual Meeting, Salt Lake City, the USA, 2002. - Abstract E35.
- Boulytchov A.A. Seismic-electric effect method on guided and reflected waves // *Physics and Chemistry of the Earth*. - Journal of EGS, Elsevier. - V. 25. - No 4, 2000_b. - P. 333 - 336.
- Boulytchov A.A. Shallow subsurface cavities revealing by means of seismic-electric effect // *Proceedings of EGS General Assembly*. - Nice, France, 2000_a. - Abstract SE103.
- Bretz J.H. Vadose and phreatic features of limestone caverns // *J. Geol.* - V. 50. - No 1, 1942. - P. 675 - 811.
- Bulychov A.A. Seismic-electric effect experiments on shallow subsurface geological cross-section // *Extended abstracts of EAGE, Near surface methods – electromagnetics*. - Stavanger, Norway. - V. 2, 2003. - P098.
- Bulychov A.A., Novikov I.S., Bulychova M.A. Large non-karst caves of the Altai-Sayan mountain region: morphology and genesis // *South Florida Journal of Development (SFJD)*, ISSN 2675-5459. - V. 5. - No.10, 2024. P. 1-17. DOI prefix: 10.46932/sfjdv5n10-035.
- Bulychov A.A., Sorokina T.V. Club of climbers as a basis for training process of cavers // *Proceedings of the 16th International Congress of Speleology*. - Brno, Czech. - V. 2, 2013. - P. 49-54.
- Bulychov A.A. Speleology: rock-climbing and geomorphologic approach // *South Florida Journal of Development (SFJD)*, ISSN 2675-5459. - V. 2. - No.5, 2021. - P. 6864-6881.

DOI prefix: 10.46932/sfjdv2n5-039.

Bulychov A.A., Sorokina T.V. Multi-faceted training of caver-explorer // Proceedings of the 17th International Congress of Speleology. - Sydney, Australia. - V. 1, 2017. - P. 278 - 284.

Cardarelli E., Cercato M., Cerreto A., et al. Electrical resistivity and seismic refraction tomography to detect buried cavities. - Geophysical Prospecting. - V. 58. - No. 4, 2010. - P. 685–695.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.2009.00854.x>.

Carroll R.W. Franconia notch Ponor Cave. - Northeastern Caver. - 13 (1), 1982. - P. 24–25.

Carroll R.W. Reassessment of talus caves and snow tubes // The Northeastern Caver. - 28 (3), 1997. - P. 92-93.

Chabert Cl. Les grands cavites mondiales en roches noncalcaires. – Paris, 1989.- 84 p.

Cigna, A.A., Forti, P. The speleogenetic role of air flow caused by convection, 1st contribution // International Journal of Speleology. – 15, 1986. - P. 41–52.

Cooper M.P., Mylroie J.I. Pseudokarst and non-dissolutional caves // Glaciation and Speleogenesis, Cave and Karst Systems of the World. - Springer, Switzerland, 2015. - P. 49-66. DOI 10.1007/978-3-319-16534-9_4.

Courbon P., Chabert Cl. Atlas des grandes cavites mondiales. - Paris, La Garde, 1986. - 225 p.

Cvijic J. La geographie des terrains calcaires. – Beograd, 1960, - 250 p.

Davis W.M. Origin of limestone caverns // Bulletin of the Geological Society of America - V. 41. - No 3, 1930. - P. 475 - 628.

Dreybrodt W. Processes in Karst Systems // Physics, Chemistry, and Geology. - Berlin Heide Iberg, Springer-Verlag. - Springer Series in Physical Environment, 1988. - 288 p.

Drogue C. Essai d'un type de structure de magasins carbonates, fissures // Mem H Series Society Geology (France). - No 11, 1980. - P. 101 - 108.

Ford D.C., Ewers R.O. The development of limestone cave systems in the dimensions of length and breadth // Canadian Journal Earth Science. - No 15, 1978. - P. 1783 - 1798.

Ford L., Williams P. Karst geomorphology. - London, Unwin Hymen, 1989. - 601 p.

Ford D., Williams P. Karst geomorphology and hydrogeology. - England: Chichester, 2007. - 562 p.

Golicz M. Caveink - a set of Inkscape extensions for drawing cave maps // Proceedings of the 17th International Congress of Speleology. - Sydney, Australia. - V. 2, 2017. - P. 111-115.

Greeley R., et all. Erosion by flowing lava: Field evidence // Journal of Geophysical Research - 103 (B11), 1998. - P. 27325 - 27345.

Grund A. Die Karsthydrographie: Studien aus Westbosnien // Geograph. Abhandl. (Penck). - No 7 (3), 1903. - S. 103 - 200.

- Hellstrom J. Three-dimensional cave mapping using Structure from Motion // Proceedings of the 17th International Congress of Speleology. - Sydney, Australia. - V. 2, 2017. - P. 116.
- Hill C.A., Forti P. Cave minerals of the World. – Huntsville, 1986. - 238 p.
- Huntoon, P.W. Variability of karstic permeability between unconfined and confined aquifers, Grand Canyon region, Arizona // Environmental and Engineering Geoscience. - VI (2), 2000. - P. 155–170.
- Kadebskaya O.I., Mavlyudov B.R. Ice caves in Asia // Ice caves. - Eds. PersQiu A., Lauritzen S. - Elsevier, Amsterdam, Oxford, Cambridge. - Chapter 21, 2018. - P. 437 - 454.
- Kataev V.N., Gorbunova K.A. Structural elements of karst massif // Proceedings of International Symposium «Engineering geology of karst». – Perm. - V 1, 1993. - P. 47 - 53.
- Katzer B. Karst und Karsthydrographie // Zur Kunde der Balkanhalbinsel. – Kajan, Sarajevo. - Hf 8, 1909. - 180 s.
- Kempe S., Bauer I. 3-D imaging as a tool to understand speleogenetic processes // Proceedings of the 17th International Congress of Speleology. - Sydney, Australia. - V. 2, 2017. - P. 117-121.
- Kempe S., Kempe C., Shick H. The complexity of pyroduct (lava tubes) genesis: Bird Park Cave, Hawaii Volcanoes Park // Proceedings of the 17th International Congress of Speleology. - Sydney, Australia. - V. 1, 2017. - P. 185 - 189.
- Kempe S. Lava falls: a major factor for the enlargement of lava tubes of the Ai-la'au shield phase, Kilauea, Hawaii // Proceedings of the 12th International Congress of Speleology. - La Chaux de Fonds, Switzerland. - V. I, 1997. - P. 445 - 448.
- Kempe S. Morphology of speleothems in primary lava and secondary caves // J. Shroder, A. Frumkin (Eds.), Treatise on Geomorphology. - Academic Press, San Diego, CA. - V. 6, Karst Geomorphology, 2013. - P. 267 - 285.
- Klimchouk, A.B. Artesian speleogenetic setting. Proceedings of the 12th International Congress of Speleology. - La Chaux-de-Fonds. - V. 1, 1997. - P. 157-160.
- Klimchouk, A.B. Hypogene speleogenesis: hydrogeological and morphogenetic perspective // National Cave and Karst Research Institute. - Special Paper #1, Carlsbad, 2007. - 106 p.
- Klimchouk A.B. Hypogene speleogenesis // Shroder J.Jr., Frumkin A. (Eds.), Treatise on Geomorphology. - Academic Press, San-Diego, CA. - V. 6, 2012. - P. 1-21.
- Kosack H.P. Die Verbreitung der Karst und Pseudo-karsterscheinungen uber die Erde. - Petermanns Geographische Mitteilungen. - 96, 1952. - S. 16 - 21.
- Lipar M., Ferk M. Fluviokarst on Quaternary eogenetic conglomerates; an example from Slovenia // Proceedings of the 18th International Congress of Speleology. - Savoie Mont-Blanc, France. - V. 4. Geomorphology, 2022. - P. 57-60.

- Lovering T.S., Shepard A.O. Hydrothermal argillic alteration on the Helen Claim, East District, Utah // *Clays and clay minerals*. - 8th National Conference. - Pergamon Press, 1960. - P. 40-52.
- Lovering T.S. The geochemistry of argillic and related types of alteration // *Colorado School Mines*. - V. 45. - 1-B, 1950. - P. 85-95.
- Martel E.A. *Les Abimes. Les eaux souterraine, les caverns, les sources, la speleologie*. – Paris, 1894. - 588 p.
- Martel E.A. *Nouveau traite des eaux souterraines*. – Paris, 1921. - 300 p.
- Mavlyudov B.R. Ice genesis and types of ice caves // *Ice caves*. Eds. PersQiu A., Lauritzen S. - Elsevier, Amsterdam, Oxford, Cambridge. - Chap. 4.1, 2018.- P. 34 - 68.
- Mikhailov O.V., Haartsen M.W., and Toksoz M.N. Electro seismic investigation of the shallow subsurface: field measurements and numerical modeling // *Geophysics*. - 62, 1, 1997. - P. 97-105.
- Mitchell E.J. and Mitchell J.N. Comparison of shallow geophysical cave detection methods to 3D LiDAR mapping // *Proceedings of the 17th International Congress of Speleology*. – Sydney. - V. 2, 2017. - P. 126 - 129.
- Novikov I.S., Sokol E.V. Combustion metamorphic events as age markers of orogenic movements in Central Asia // *Acta Petrologica Sinica*. - V.23. - No 7, 2007. - P. 1561-1572. [https://doi.org/10000-0569/2007/023\(07\)-1561-72](https://doi.org/10000-0569/2007/023(07)-1561-72)
- Palmer, A.N. Dynamics of cave development by allogenic water // *Acta Carsologica*. - 30 (2), 2001. - P. 14–32.
- Palmer A.N. Geochemical models for the origin of macroscopic solution porosity in carbonate rocks // *Geochemical models for the origin of macroscopic solution porosity in carbonate rocks*. Eds. Budd D.A., Harris P.M., Sailer A. - Memoir 63. - American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 1995. - P. 77-101.
- Palmer, A.N. Hydrogeologic control of cave patterns. // *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Eds. Klimchouk A., Ford D., Palmer A., Dreybrodt W. - National. Speleological Society, Huntsville, 2000a. - P. 77–90.
- Palmer, A.N. The origin of maze caves // *National Speleological Society Bulletin*. - V. 37 (3), 1975. - P. 56–76.
- Palmer, A.N., Palmer, M.V. Hydrochemical interpretation of cave patterns in the Guadalupe Mountains, New Mexico // *Journal of Cave and Karst Studies*. – 62, 2000. - P. 91–108.
- Parker C.W., Auler A.S., Barton M.D., Sasowsky I.D., Senko J.M., Barton H.A. Fe (III) reducing microorganisms from iron ore caves demonstrates fermentative Fe (III) reduction and promote cave formation // *Geomicrobiology Journal*. - V. 35. – No 4, 2018. - P. 311 - 322.

- Quinif Y., Verheyden S. Ghost-rock karstification // Proceedings of the 18th International Congress of Speleology. - Savoie Mont-Blanc, France. - V. 4. Geomorphology, 2022. - P. 227-230.
- Ravbar N. The protection of karst waters. - Postojna, Ljubljana, 2007. - 254 p.
- Rhoades R., Sinacori M. Pattern of groundwater flow and solution // Journal of Geology. - V. 49, 1941. - P. 785 - 794.
- Robert W., Carrol J. Largest metamorphic caves of the Northeast // The Northeastern Caver. - 8 (3), 1977. - P. 100-106.
- Sales R.H., Meyer C. Interpretation of wall rock alteration at Butte, Montana // Colorado School Mines, Quarterly. - V. 45. - 1-B, 1950. - P. 15-25.
- Shaw R. History of cave science. – Sidney, 1992. - 638 p.
- Silva M.S. Ecologia e conservação das comunidades de invertebrados cavernícolas na Mata Atlântica brasileira. - PhD thesis. – Universidade Federal de Minas Gerais, Brazil, 2008. - 218 p.
- Sorokina T.V., Boulytchov A.A. Seismic-electric benchmarking of shallow subsurface horizons and dome cavities // Extended abstracts of EAGE. - Amsterdam, Netherlands. - V. 2, 2001. - P. 133-136.
- Souza J.M. Levantamento espeleológico em regiões não cársticas no estado do Espírito Santo // 16th Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental. - São Paulo, 2018. - P. 1-10.
- Studies on environmental and applied geomorphology // Eds. Piacentini T., Miccadei E. - Croatia, “Intech”, 2012. - 280 p.
- Sweeting M.M. Karst landforms. - London and Basingstoke, 1972. - 362 p.
- Swinnerton A.C. Origin of limestone caverns // Bulletin of Geological Society of America. - V. 43, 1932. - P. 663 - 693.
- Trimmel H. Höhlenkunde. - Braunschweig, Vieweg, 1968. – 300 s.
- Vasconcelos A.M.C., Rodet J. Grutas e poljes na Serra do Espinhaço Meridional, expressão da carstificação do quartzite // Revista Brasileira de Geografia Física. – No 11, 2019. - P. 1-12.
- Willems L., Rodet J., Pouclet A., Melo da Silva S., Rodet M.J., Auler A. Polyphased karst systems in sandstones and quartzites of Minas Gerais, Brazil // Proceedings of 14th UIS Congress, Athens-Kalamos, 2005. - P. 284-288.
- Yoder H.S., Eugster H.P. Syntetic and natural muscovites // Geochemistry. - Cosmochemistry Acta. - V. 8, - No 5-6, 1955. - P. 150-170.

Приложение А. История мировых рекордов по глубине в пещерах

Корректно уточнить, что речь идёт об амплитуде пещер – расстоянии от самой верхней точки до самой глубокой в проекции на ось ординат фронтальной плоскости разреза-развёртки.

Самый первый рекорд был зафиксирован в 1926 г. -329 м в пропасти Антро дель Корчия (Италия) [Дублянский, 2000]. Пропасть Дан-де-Кроль (Франция) в 1947 г. обработана до -603 м. 1953 г. – покорение англичанами Эвереста и подземный рекорд французов с бельгийцами: -737 м в пиренейской пропасти Пьер-сен-Мартен (ПСМ). 1954 г. - Гуффр Берже, Франция (одна из красивейших пещер в классе сверхглубоких), «пройдена» до -903 м. В 1956 г. в пропасти Гуффр Берже преодолены -1122 м: 23 отвесных колодца, глубиной от 10 до 47 метров, множество озер и участков, требующих использования альпинистской техники.

Только два года спустя (1958 г) начался официальный отсчет возраста советской спелеологии. Первыми 100-метровый рубеж в пещерах страны преодолели красноярцы (wikichi.ru - клуб Геликтит). В ноябре 1958 г. группа под руководством Игоря Ефремова спустилась на глубину -170 м в пещере Торгашинская. В 1960 г. дно пещеры Каскадной (Крым, Караби яйла) открылось экспедиции на рекордной для СССР глубине: -246 м. Но тогда же на Кавказе в пещере Ткибула-Дзеврула спелеологи спустились еще глубже: -280 м.

Затем был «открыт» хребет Алек - колыбель советской технической вертикальной спелеологии (архивы клубов спелеологов Сибири, личные рукописи). Именно здесь исследователи впервые столкнулись с пещерами, так называемого, "кавказского" типа. Промытые водой колодцы, острый коррозионно-эрозионный рельеф стен и паводки сокрушительной силы (все крупные пещеры Алека очень сложны для прохождения, поскольку имеют большую глубину колодцев и отличаются сильной обводнённостью и паводками). Хребет Алек располагается в пределах Сочи на расстоянии 15-18 км от берега моря. Северо-восточное подножие хребта четко очерчено рекой Ац и частично рекой Сочи. Юго-западное же подножие не имеет такого четкого выражения, так как здесь стекают многочисленные истоки рек Мацесты и Хосты, разрезающие юго-западный склон на отдельные хребты-отроги. В августе 1965 г. в пещере Назаровской спелеологи достигли "старого" дна на глубине -310 м от поверхности. Дальнейший путь преградил сифон. Позже будет найден его обход. В 1965 г. обнаружены входы в такие знаменитые теперь пещеры, как Величественная, Географическая, Заблудших, ТЕП. В 1967 г. открыта пещера Ручейная; в августе повторен рекорд страны в Географической, а в ноябре ТЕП дает новый рекорд Союза -400 м. В 1968 г. экспедиция красноярцев и москвичей находит обход сифона на "Старом" дне пещеры Назаровская, пробивается через узкие меандры, выходит на подземную реку и в результате упирается в

сифон на глубине -500 м. («заветный» полукилометровый рубеж). В 1971 г. на Караби-яйле феодосийской команде удалось невозможное: в пещере Солдатская в Крыму достигнуты -500м. Первопроходцы шли без гидрокостюмов: шерстяная одежда, хлопчатобумажные комбинезоны, резиновые сапоги. Мокрые насквозь, тащили по теснинам и уступам палатки и спальные мешки подземных лагерей, бесчисленные мешки с веревками и лестницами. Часто по пояс в ледяной воде делали топографическую съемку. И обходилось без переохлаждений и фатальных эксцессов. Это было время, когда для участия в подземных экспедициях необходимы были незаурядные здоровье, закалка, физическая подготовка и сила воли.

В это же время в Европе в 1966 г. ПСМ дает новый мировой рекорд: -1171 м. И вот, в 1971 г. экспедиция МГУ открывает на Бзыбском хребте неизвестный вход в пещеру на дне забитой снегом огромной карстовой воронки, получившая название Снежная, в 1972 г. она дала неслыханный для СССР результат: -700 м! Впервые советские спелеологи работали на такой глубине да еще в условиях настоящей подземной реки. В одном из выходов группа получила опыт встречи с паводком на этой реке. Восемь часов провела группа на небольшом уступчике, пережидая подъем воды. Сильнейший паводок испытала моя группа в 1980 г. на этой же глубине, когда мы пережидали его в течение нескольких суток в зале Победа.

В Узбекистане на плато Кырк-Тау над Самаркандом киевляне в 1972 г. открыли вход и прошли первые 270 м новой пропасти, получившей название Киевская (или КиЛСИ - Киевская Лаборатория Спелеологических Исследований). В 1973 г. достигнуты -540 м, в 1975 г. -700 м, в 1976 г. -1080 м (новый рекорд СССР). Я был руководителем крупной экспедиции от НГУ в 1988 г., когда мы штурмовали протяжённые стены снизу вверх с целью обойти сифон на дне пещеры, но пропасть «не уступила».

К 1973 г. ПСМ присоединила к основной пропасти выше лежащие входы, и глубина стала -1332 м.

Исследование пропасти Жан-Бернар начинается в 1963 г., когда в соседней пропасти при неожиданном паводке погибают двое французских спелеологов - Жан Дюпон и Бернар Раффи. В память о погибших вновь открытая пещера получает название Жан-Бернар, и в 1976 г. пропасть приводит к сифону на глубине -1298 м.

В июне 1979 г. в Снежную отправляется экспедиция из двух человек - Данилы Усикова и Татьяны Немченко. Они дошли до водопада "Олимпийский" на глубине -1230 м, а длина магистрального хода приближалась к 10 км. В том же 1979 г. крымские спелеологи открыли будущую пропасть Пантюхинскую на Бзыби, группа из Самары – Куйбышевскую на Арабике, рядом москвичи открыли Перовскую. В 1980 г. Снежная «дорастает» до -1320 м благодаря усилиям Усикова и Морозова и выходит на 3-е место в мире после ПСМ и Жан-Бернар, которая в 1980 г. достигла -1410 м. Автор строк принимал участие в Сибирской части экспедиции в

Снежную 1980 г. В 1981 г. Татьяна Немченко «углубила» Снежную до -1335 м. Летом 1983 г. экспедиция Олега Демченко спускалась в пещере Меженного, вход которой выше входа Снежной на 35 м, и смогла соединить обе пещеры, тем самым выдав глубину -1370 м.

В том же 1983 г. в Гуффер Жан-Бернар путем присоединения верхних входов к основной системе установлен новый рекорд: -1535 м. Лампрехтзофен - уникальная пропасть в Австрийских Альпах, в которой польские спелеологи в 1992 г. достигли +1550 м амплитуды, штурмуя стены от нижнего входа до самой верхней отметки пещеры (т.к. выход сверху был неизвестен). Автор обзора участвовал в экспедиции 1993 г., повторив их маршрут. В 1985 г. на Бзыби красноярцами была пройдена пропасть Напра (-956 м), в которой автор обзора руководил группой стенных восхождений в 1989 г. В 1987 г. на Бзыби в урочище Абац была открыта и пройдена пещера Пантюхинская -1508 м.

Пещера Иллюзия была открыта в 1980 г., но только в 2005 г. удалось расширить узость на глубине 40 м и достичь -513 м. Следующую узость обошли по верхним этажам пещеры и в 2006 г. достигли -700 м, подойдя к колодцу, по противоположной стене которого ниспадал мощный водопад. В 2007 г. спустились на дно колодца и обнаружили остатки снаряжения пещеры Меженного, тем самым сделав систему **Снежная-Меженного-Иллюзия -1760 м**. В 2021 г. эта система на 4-м месте в мировом рейтинге глубочайших пещер.

Пещера **Сарма** (названа по имени сильнейшего ветра на озере Байкал) расположена на массиве Арабика в Абхазии на высоте 2150 м, была обнаружена в 1990 г. иркутянином С. Шипицыным. В 2000 г. спелеологи из Красноярска и Иркутска во время совместной экспедиции обнаружили огромный колодец «Чемпион», глубина которого достигает 250 м (архивы Красноярского Клуба Спелеологов и лично руководителя экспедиций П. Рудко). В следующем году во время экспедиции в том же составе пещера была исследована до глубины 1540 м. В августе 2012 г. экспедицией спелеологов из Красноярска под руководством Павла Рудко была достигнута рекордная глубина пещеры **-1830 м**. На сегодняшний день глубина ее остается неизменной и занимает 3 место в мире.

Пещерная система **Крубера-Воронья-Арабикская** расположена на массиве Арабика в Абхазии на высоте 2250 м в урочище Орто-Балаган. Пещера открыта и впервые исследована до глубины -95 м спелеологической экспедицией института географии им. Вахушти Багратиони АН ГССР (рук. Л.И. Маруашвили) в 1960 г. и получила первое название в честь основателя русского карстоведения – пещера Крубера. Основные работы начались в 1999 г., когда киевляне (УСА - Украинская Спелеологическая Ассоциация) прошли до -700 м (пещера стала называться Воронья), на следующий год до -1410 м, затем в январе 2001 г. совместно с москвичами до -1710 м. На этом ветвь заткнулась непроходимым завалом. В августе 2003 г. команда Savex (Москва, рук. Денис Провалов) пронырнула четвёртый сифон в боковой ветви и

достигла -1680 м. В июле 2004 г. та же команда в той же ветви поставила новый рекорд мира -1775 м. В августе того же года экспедиция УСА исследовала ещё одну ветвь. И вновь рекорд мира -1840 м. Через два месяца, в октябре 2004 г. УСА организовала новую экспедицию. 19 октября впервые в истории мировой спелеологии преодолен 2-километровый рубеж: -2080 м. Серия последующих экспедиций соперничающих команд Cavex и УСА занималась проныриванием донных сифонов, несколько раз увеличивая глубину пещеры. Последний рекорд -2197 м был установлен (10 августа 2013 г.) симферопольским спелеологом Геннадием Самохиным. Летом 2014 г. командой КС МГУ в результате восхождения из основного ствола п. Крубера-Воронья с глубины 230 м был открыт новый вход (п. Арабика), расположенный на 2 м выше основного, что увеличило общую глубину пещерной системы до **2199 м**. У системы Крубера-Воронья-Арабикская ныне известно пять входов, и она на 2-м месте в мире по глубине.

Пещера **Верёвкина** находится на массиве Арабика в Абхазии на высоте 2285 м на перевале между горами Крепость и Зонт, открыта красноярцами в 1968 г., но пройдена была только до -115 м. Работы продолжили спелеологи клуба Перово (Москва) и в 1983-1986 гг. и достигли -440 м. В августе 2015 г. перовцы нашли новую шахту в обход «глухого» дна на -440 м и в июне 2016 г. достигли -630 м, в августе -1010 м, в октябре -1350 м. Зимняя экспедиция 2017 г. привела к успеху на отметке -1832 м, затем в августе был установлен мировой рекорд -2204 м. В марте 2018 г. команда Перово погрузилась в сифон донного озера «станция Немо» на глубину 8,5 м и установила окончательную глубину **-2212 м**. Существенная особенность пещеры (в отличие от других кавказских) в том, что на глубине ниже -2100 м была обследована огромная система субгоризонтальных ходов протяженностью почти 8000 м. Ещё одно удивительное отличие: пещера Верёвкина - самая глубокая в мире, доступна до дна без водолазного снаряжения. Пещера названа в память об Александре Верёвкine, спелеоподводнике, погибшем в 1983 г. в пещере Су-Аскан на массиве Сары-Тала в Кабардино-Балкарии.

Приложение Б. История изучения выдающихся пещер Алтае-Саянской складчатой области

Список значительных пещер, которые мы исследовали в 1975-1990 гг., обширен: Торгашинская, Партизанская, Баджейская, Лысанская, Женевская, Бородинская, Ящик Пандоры, Кашкулакская, Аккорд, Туткушская и т.д. (длинный список). В обзоре будут кратко представлены выдающиеся, по мнению автора, пещеры.

Пещера **Большая Орешная** (находится в Манском районе Красноярского края) открыта в 1964 г. Мавром Добровольским и Валерием Бобриным и тогда была пройдена на 120 м. Регулярные работы велись с 1968 г., когда после расширения калибровки «Сквознячок» в пещере было отснято 11000 м ходов. Наибольший вклад внесли В. Коносов, А. Медведев, Н. Ларионов. В 1978 г. группой под руководством диссертанта была открыта большая система «НГУ» за водопадом “Adventure” и узким лазом, наполовину заполненным водой [Boulytchov, 1999_a], после чего обнаружен значимый разлом с кристаллами расщепления кальцита на глиняном полу [Boulytchov, 1999_b]. В 1985 г. группа под рук. В. Панова нашла грандиозную систему Февральскую, а в 1988 г. группа под руководством автора обзора штурмовала 70-метровую вертикальную стену вверх и открыла три больших системы «Лотос-Стрём-Сибирская». В 1988 г. В. Щербаков открыл систему «Никиткины горки». Он же был забойщиком открытия в 1990 г. системы «Галактический путь». В 1992 г. С. Антипов, В. Прохоров проникли в обводнённую систему «Иван-Копало» и «Мазодром» с постоянным водотоком. В 1993 г. С. Шундеев открыл систему «Застрём». К тому времени карта пещеры содержала 47700 м ходов, амплитуда составляла 234 м. Все последующие годы по настоящее время в пещере регулярно делаются небольшие открытия благодаря фанатикам своего дела А. Баринову, В. Прохорову и их последователям. Длина ходов превышает 51 км, но карта, стыкующая все системы, до сих пор компилируется (А. Горбенко, А. Баринов), так как лабиринт - трёхмерный и предельно сложный. Пещера является самой протяжённой в мире в конгломератах. Надеюсь, наша молодёжь ещё продолжит открытия, начатые их отцами.

Пещера **Кубинская** находится в левом борту Бирюсинского залива (левый приток Енисея) в 15 км от Дивногорска. Открыта в 1963 г. красноярцами В. Полуэктовым и М. Мамонтовым, тогда же сделано первопрохождение (рук. И. Ефремов). В то время пещера была самой глубокой в Сибири (-274 м, L>3000 м), но впоследствии Красноярское водохранилище затопило нижние отвесы, «укоротив» пещеру до -200 м. Входной колодец находится на отвесной скале, что указывает на эрозионное вскрытие пещеры, заложенной в известняках нижнего кембрия, прерываемых зонами тектонических брекчий. В 2008 г. начались работы в

системе «Пещерный лог», расположенной недалеко от Кубинской, где были вскрыты пещеры Венесуэла и Гондурас, впоследствии в 2011 г. в пещере Гондурас был пройден проблемный завал на глубине 20 м и найдено обширное продолжение (архивы Красноярского Краевого Клуба Спелеологов - КККС). Но система ходов «упёрлась» в тектоническое "зеркало", которое пришлось штурмовать снизу вверх, разбирать очередной глыбовый завал (А. Попов, С. Величко, В. Харин), чтобы проникнуть в пещеру Кубинскую. По материалам КККС общая протяженность отснятых ходов системы составила 6780 м, а глубина -225 м.

Пещера **Кек-Таш** находится на Семинском хр. Горного Алтая. До 1984 г. спелеологи знали о 20 м колодце (называли его Вечерний променаж), упирающемся в непролазный глыбовый завал. Группы из Барнаула и Новосибирска смогли расширить щель, и зимой 1984/85 гг. С. Домогашев достиг отметки -340 м, а автор этого обзора исследовал верхний этаж и выполнил карту и разрез-развёртку пещеры, которой учёные [Цыкин, 1990] пользовались до 2016 г. Пещера сразу стала глубочайшей в Сибири [Boulytchov, 1997]. В 1996 г. и зимой 1997 г. А. Жолудев, А. Александров, А. Шабанов пронырнули ряд сифонов и вышли на основную подземную реку, которая уходила в глыбовый завал. Одновременно в районе -340 м удалось обойти по верхнему ярусу глиняный сифон и вновь выйти на мощную транзитную реку, которая тут же исчезала в глубокой щели (сифоне) на -350 м. В 1998 г. автор обзора выполнил топосъёмку новых небольших систем и опубликовал уточнённую карту пещеры [Boulytchov, 1999а, Boulytchov, 1999б]. Тестирование красителем транзитной реки не дало разгрузки в ближайшие источники, предполагавшиеся как базис эрозии: выход маркера оказался через 10 дней вдали от пещеры [Максимов, Пешков, 1993]. В 2016 г. состоялась большая экспедиция РГО (рук. С. Купцов): глубину перемерили лазерной съёмкой (-308 м), что требует повторной верификации, и обнаружили новую обширную систему [Атлас..., 2019], расширив устье, которую не завершили предыдущие исследователи. Гидрогеология и геоморфология пещеры так и остаются загадкой, и исследования будут продолжены.

Пещера **Алтайская** находится в 10 км на запад от пещеры Кек-Таш. Вход был вскрыт в 1978 г. спелеологами Барнаула (рук. В. Толмачёв), до дна (-240 м) пройдена новосибирцами (рук. В. Мишин, Ю. Аликин). Начиная с 1982 г., началась эра стенных (высотой 40-140 м) восхождений (клуб «Каскад» Новосибирского Государственного Университета, председателем и тренером которого являлся автор обзора в 1979-1999 гг.) с нижних ярусов пещеры с целью открытий верхних «систем» [Bulychov, Sorokina, 2013; Булычов, 2019]. Наиболее значимая экспедиция состоялась в 1986 г., рук. А. Булычов, когда пещера втрое увеличилась по протяжённости до 3574 м и обнаружена самая глубокая (180 м сплошным пролётом) пропасть в Сибири (шахта памяти Ольги Булычовой (Кулаковой), погибшей на альпинистских сборах в Арча-Каныше, Киргизстан). Дальнейшие первопрохождения (1988-1989 гг., рук. В. Бирюков, Н. Ашкарин, Д.

Мельчуков) приносили постепенное увеличение длины пещеры (4175 м, топосъёмка А. Булычов [Булычов, 1990; Максимов, Пешков, 1993]. В 2016 г. привязка к общей карте «тупиковых» ответвлений и новой значимой системы «Через тернии к звёздам» (2007 г., Д. Шварц, <http://www.nskdiggers.ru>) привела к суммарной длине 4740 м (обновлённая карта выполнена А. Булычовым) [Булычов, 2019]. Пещера Алтайская является **технически самой сложной** пещерой восточной части России. Для полного прохождения потребуется 5-7 суток с подземным лагерем и в сумме почти 3000 м вертикальных участков, чтобы восходить с альпинистской техникой или спускаться по верёвкам.

Горный Алтай в спелеологическом аспекте до сих пор остаётся лишь фрагментарно исследованным [Маринин, 1990], и остаётся надежда на значительные открытия [Максимов, 1993].

Как утверждал Р. Авенариус в идее принципиальной координации: «познающий субъект и познаваемый объект неразрывно связаны», – так постоянно дополняют и стимулируют друг друга наука и спорт [Кастере, 1959; Кастере, 1964; Дублянский, Илюхин, 1971; Дублянский, Илюхин, 1981] в геоморфологических исследованиях рельефа пещер. Когда в 1975 г. автор обзора пришёл в спелеологию, никто даже близко не мог предположить, что карстовые пещеры когда-либо превысят 2 км глубины (во фронтальной проекции), а вулканические окажутся глубже 1 км и длиннее 64 км (обычно звучало, что это невозможно)! Но опыт (эксперимент) ставил науку перед фактом и стимулировал появление новых теоретических исследований. В то же время современные методы в науке дают дополнительную информацию для спелеологов-спортсменов для полевой верификации с целью свершений географических открытий («белых пятен») в глубинах Земли. Именно для этого автору обзора попутно пришлось стать дважды Мастером спорта СССР по спелео- и горному туризму, спортсменом-международником по альпинизму.

Приложение В. Результаты анализов пород

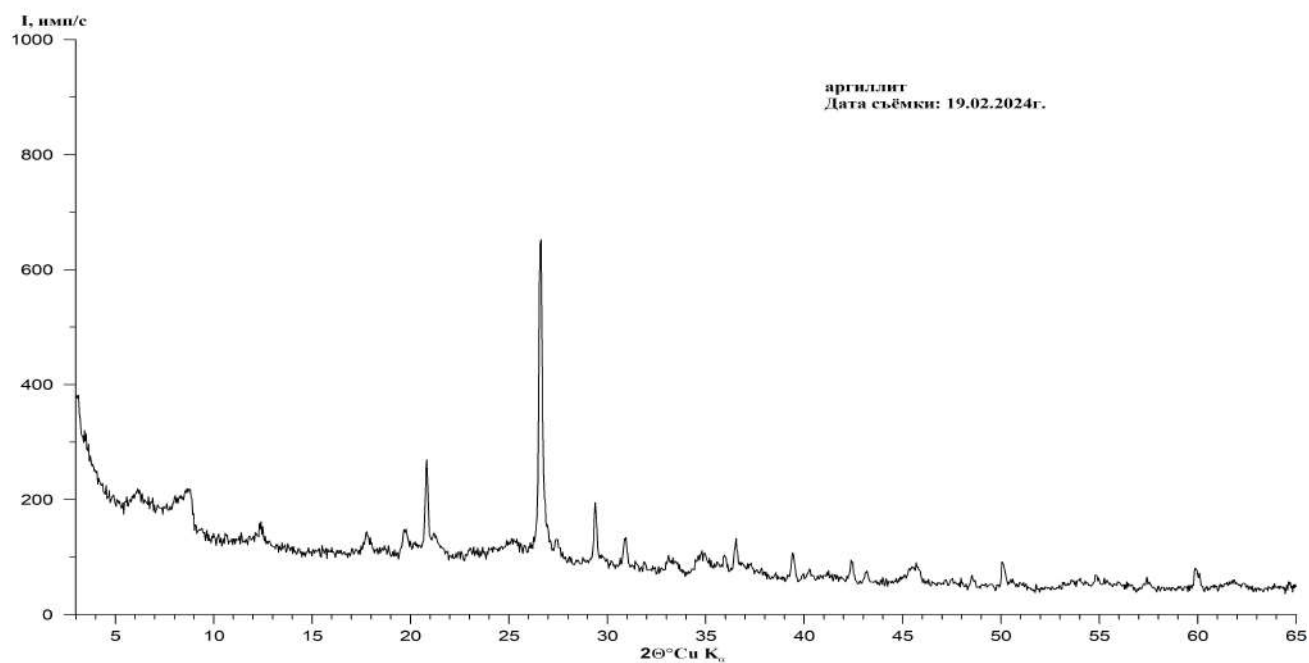


Рисунок В.1 - Рентгенофазовый анализ образца аргиллита: иллит 40%, хлорит 20%, , кварц 20%, иллит/сметтит 10%, кпш 5%, гётит, амфибол 5%

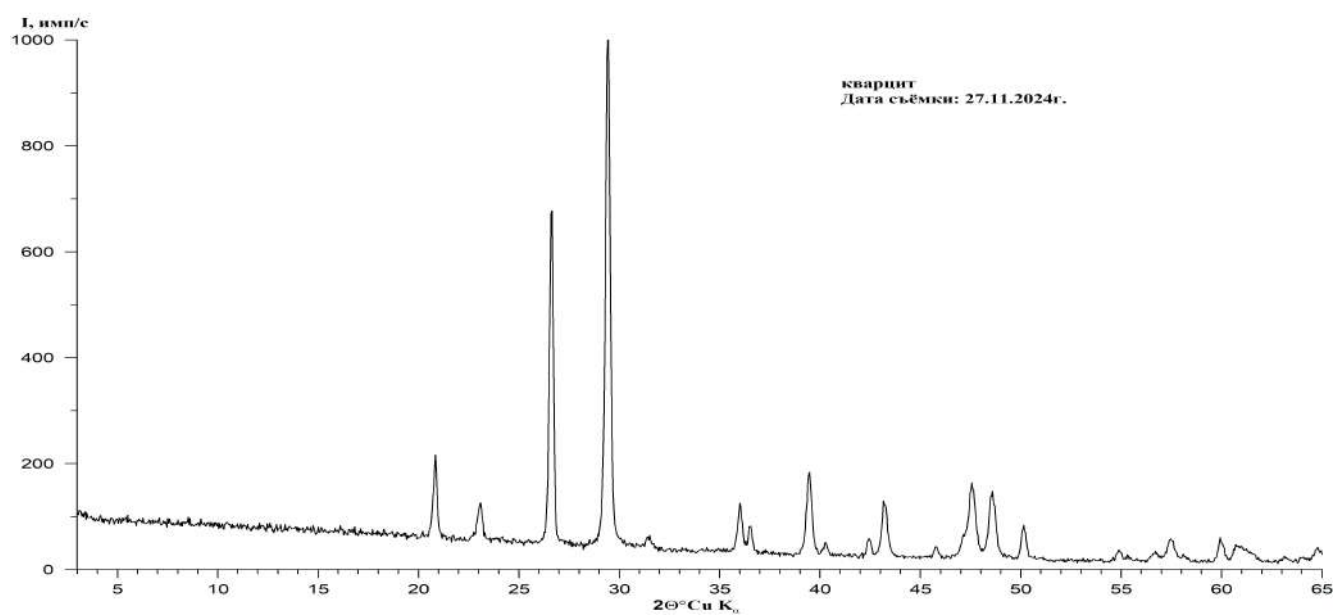


Рисунок В.2 - Рентгенофазовый анализ образца с карбонатной компонентой (грот Сказка пещера Большая Орешная): кальцит 75%, кварц 25%

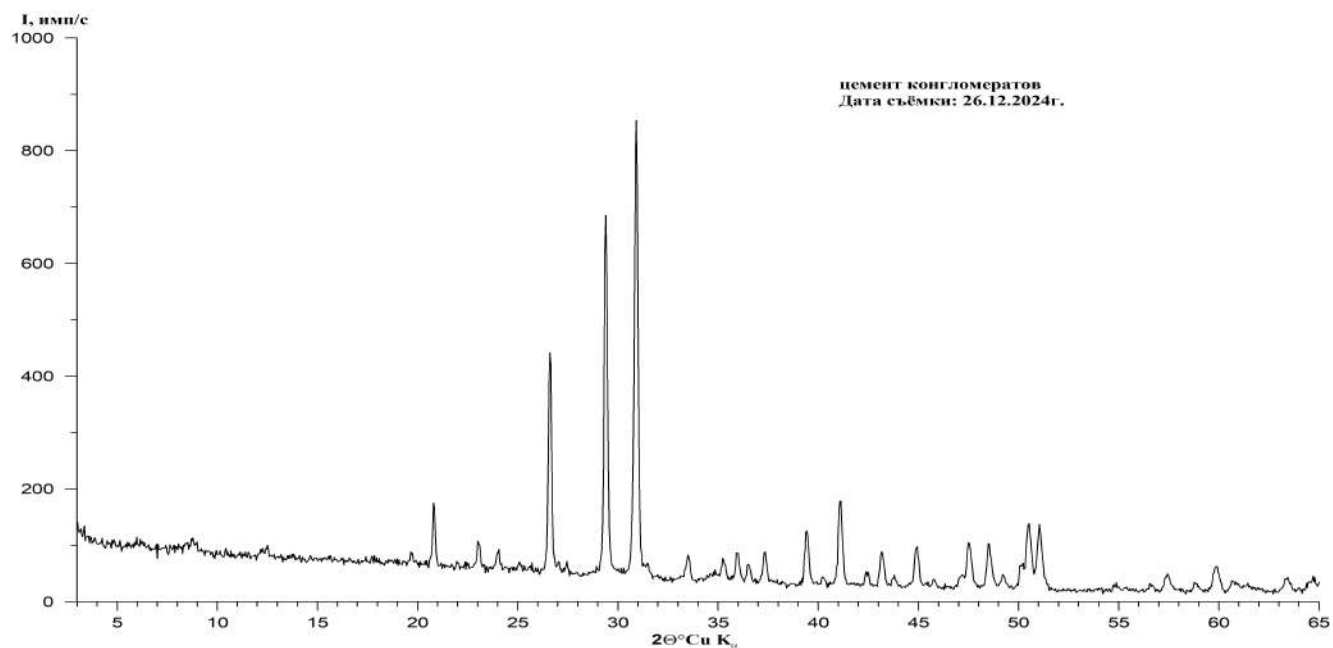


Рисунок В.3 - Рентгенофазовый анализ цемента конгломерата с карбонатной компонентой (грот Каскад, пещера Большая Орешная): доломит 50%, кальцит 35%, кварц, кпш 10%, хлорит 5%

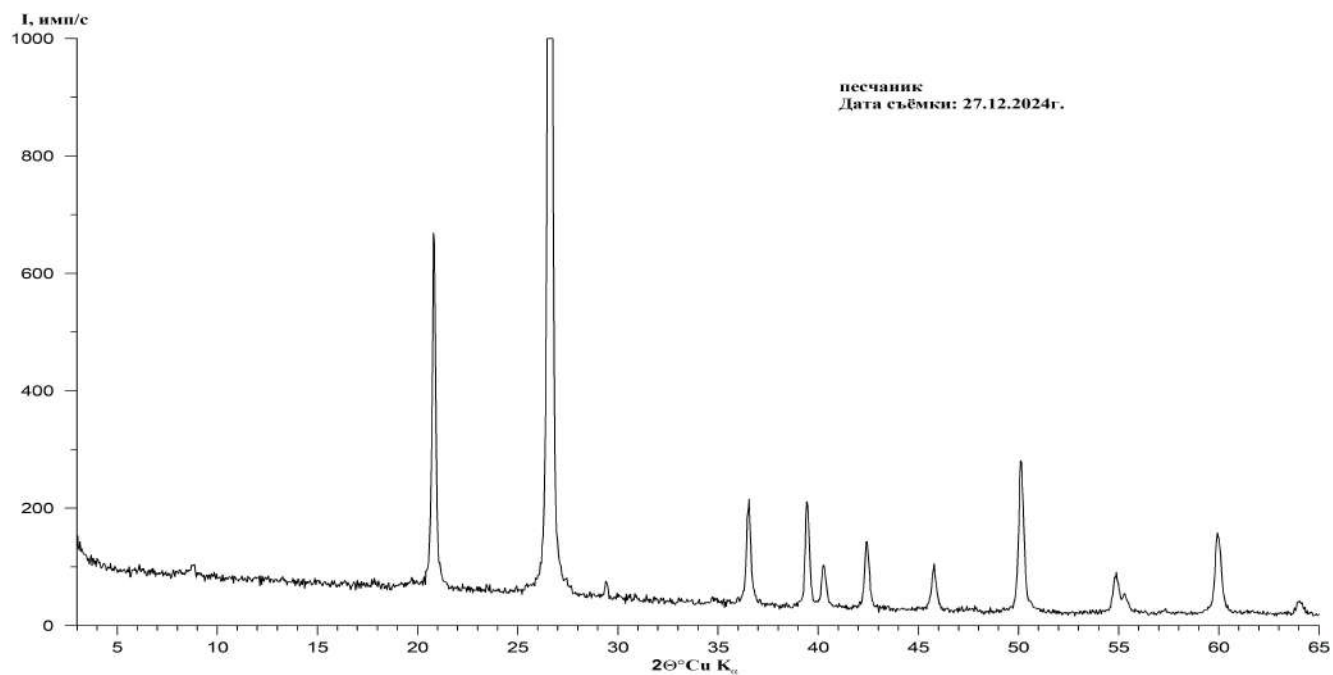


Рисунок В.4 - Рентгенофазовый анализ цемента конгломерата без карбонатной компоненты (повсеместно в пещере Дудинская): кварц 95%, кпш 5%

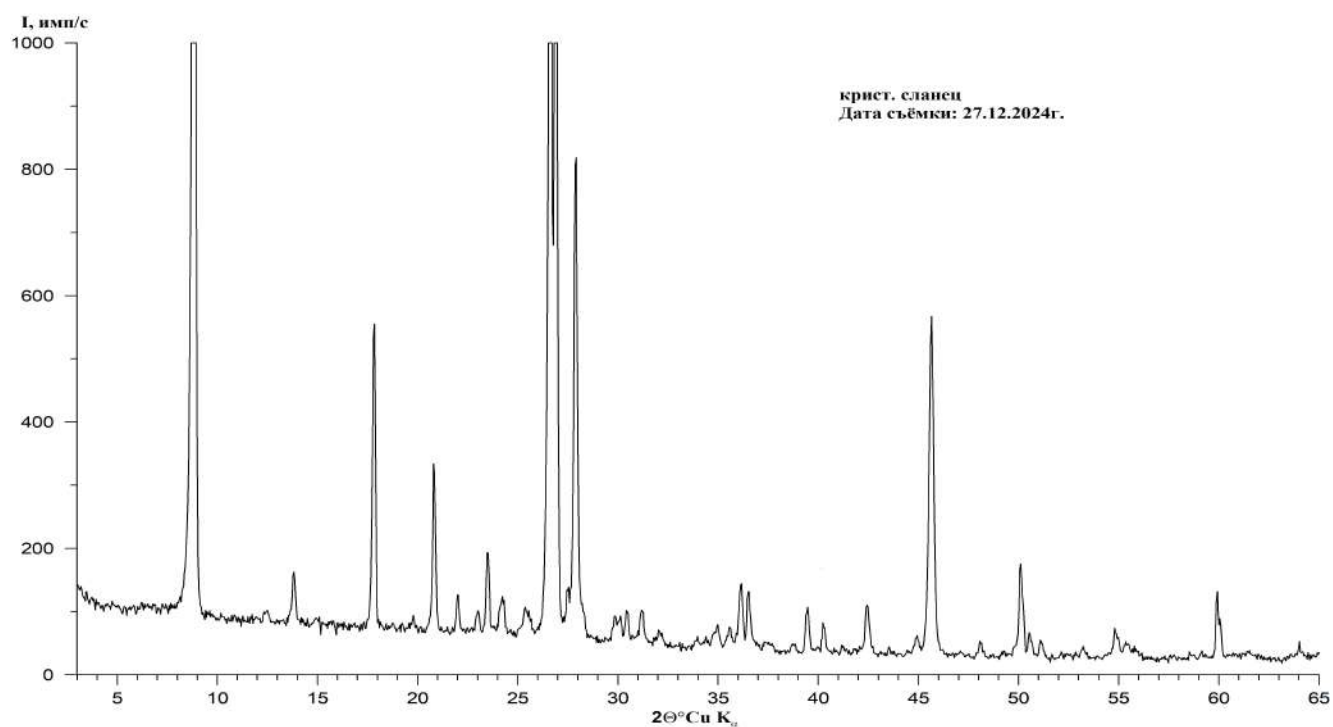


Рисунок В.5 - Рентгенофазовый анализ цемента конгломерата без карбонатной компоненты (Северная часть в пещере Дудинская): слюда 60%, кварц 20%, кпш 10%, плагиоклаз 10%

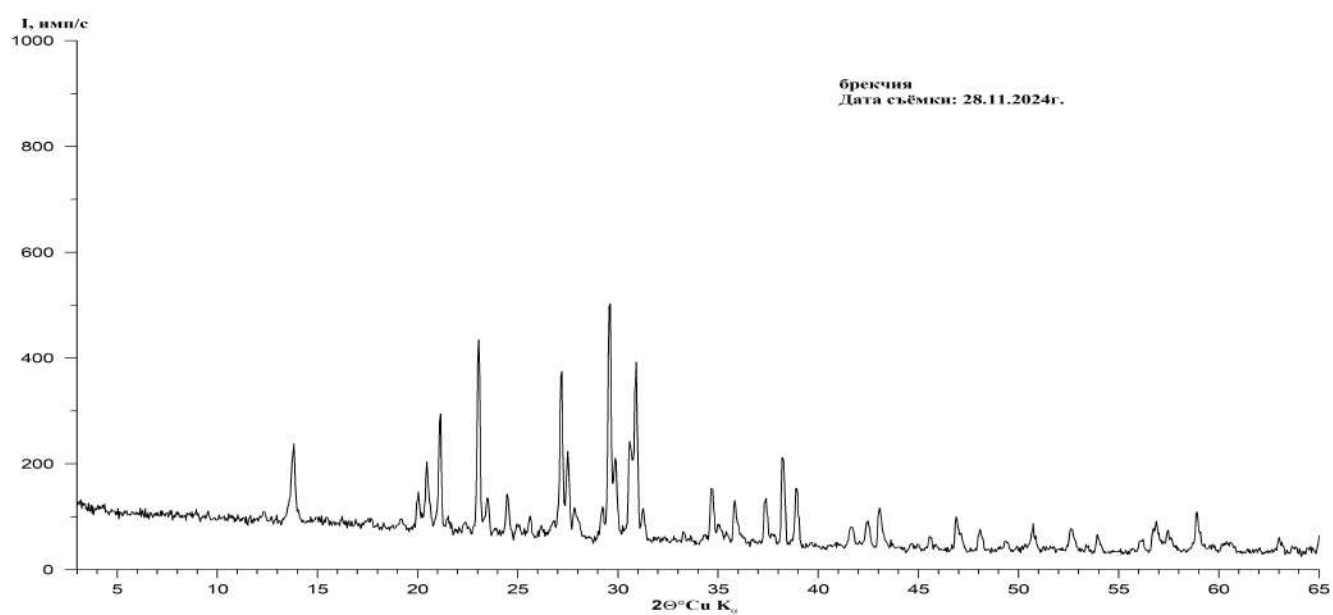


Рисунок В.6 - Рентгенофазовый анализ образца породы (разрыв в системе Сибирской в пещере Большая Орешная): нефелин 50%, эгирин 20%, кпш 20%, эвдиалит 10%

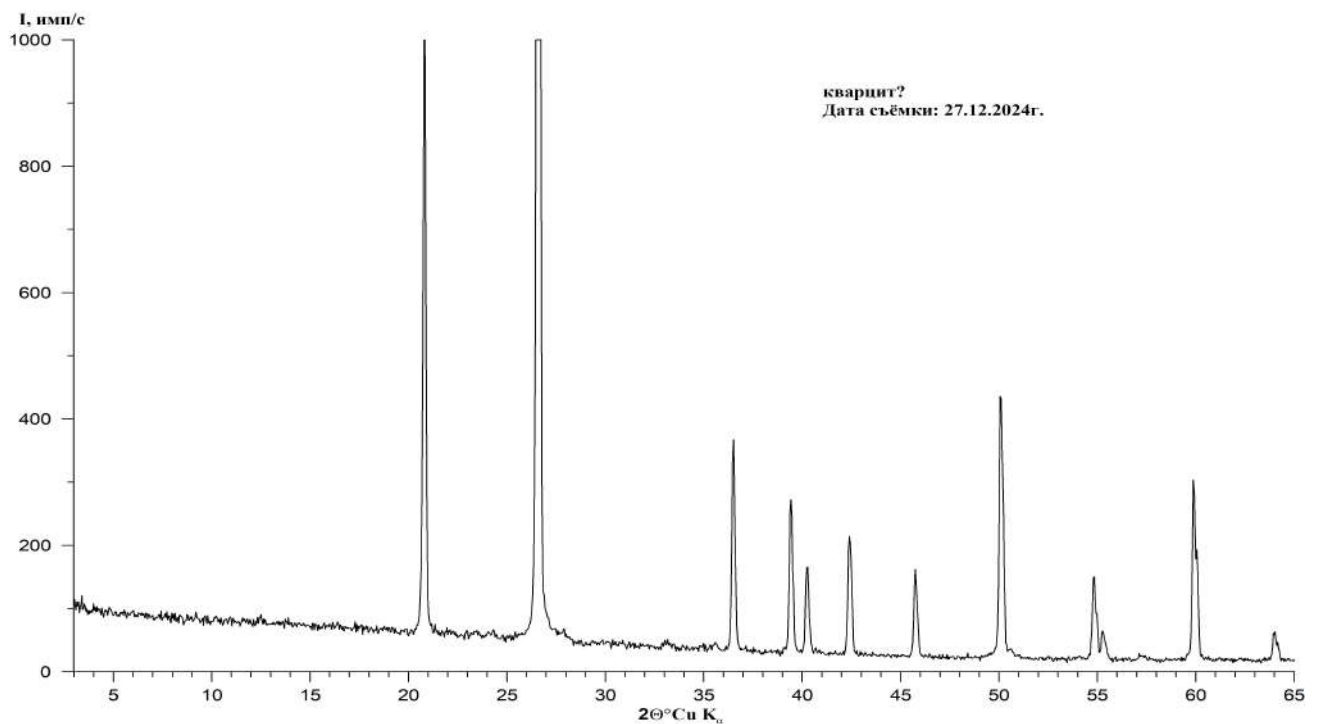


Рисунок В.7 - Рентгенофазовый анализ образца породы (купол зала им. Ольги в пещере Алтайская): кварц 96%, плагиоклаз 4%, гематит - следы

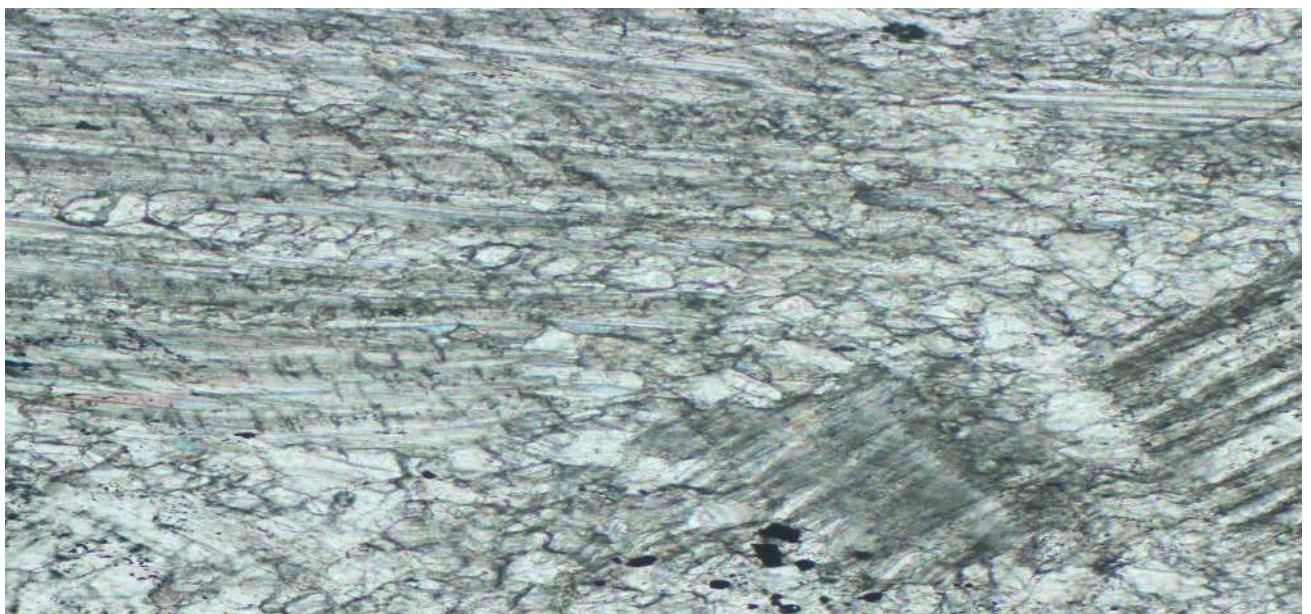


Рисунок В.8 - Фотография шлифа при поле зрения 1,5 мм (увеличение в 100 раз) в плоскополяризованном свете и в скрещенных николях. Черное - битуминозное вещество. Породу правильно называть мрамором (то есть степень преобразования породы высокая, это не известняк и даже не мраморизованный известняк). Субизометричные зерна кальцита диаметром 1-3 мм находятся в мелкозернистом гранулированном агрегате кальцита с размером зерен порядка 0,1 мм. Наблюдается активное двойникование, растрескивание и перекристаллизация крупных зерен (катаклаз). Текстура пятнисто-полосчатая, катакlastическая, структура гетерогранобластовая