

11-162

140

АКАДЕМИЯ НАУК
СССР

УРАЛЬСКИЙ
НАУЧНЫЙ ЦЕНТР

КАРСТ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ ПРЕДУРАЛЬЯ



КАРСТ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ
ПРЕДУРАЛЬЯ

1795146

Писать разборчиво	17-162
Шифр . . .	140
Автор ..	И. М. Герасимов
Имя	И. М. Герасимов
Фамилия	И. М. Герасимов
Год	1979
Место	И. М. Герасимов

1795146

СВЕРДЛОВСК



В. С. ЛУКИН

КАРСТ В КАРБОНАТНО-СУЛЬФАТНЫХ ТОЛЩАХ
ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ ПЕРМСКОГО ПРЕДУРАЛЬЯ

На восточной окраине Русской платформы в Пермском Предуралье распространены породы пермской системы, перекрытые кайнозойскими отложениями. Нижний отдел перми представлен в основном известняками и доломитами, и лишь верхний (иренский) горизонт кунгурского яруса сложен четырьмя пачками ангидритов и гипсов (10—65 м), которые разделяются пачками карбонатных пород (2—20 м). В уфимском ярусе верхнего отдела перми карбонатные и сульфатные породы вверх по разрезу резко сменяются песчаниками, глинами и алевролитами [1]. К числу карстующихся пород следует отнести крупнообломочные — рыхлые и цементированные отложения неогенового и четвертичного возраста.

Выходы карбонатных и сульфатных пород на поверхность земли пространственно связаны с Пермско-Башкирским сводом. В пределах свода выделяют Уфимский, Краснокамско-Полазнинский, Каменноложский и другие валы. Преобладающее падение пластов на запад обуславливает смену в этом же направлении древних толщ более молодыми, а также чередование карбонатных и сульфатных пород.

Г. А. Максимовичем и К. А. Горбуновой [2] в платформенной части Пермского Предуралья выделены Полазнинско-Шалашинский, Сылвинско-Сергинский и Кунгурско-Иренский районы карста преимущественно в гипсах и ангидритах. Указанные районы относятся к Приуральской карстовой провинции (рис. 1).

История исследования карста на этой территории приводится в работах К. А. Горбуновой [3, 4], Г. А. Максимовича [5], Е. А. Кротовой [6] и Г. Н. Панариной [7]. В данной статье рассматриваются следующие вопросы: а) закономерности карста в переслаивающихся толщах сульфатных и карбонатных пород; б) влияние характера и мощности покрова на интенсивность и формы карста; в) особенности карста в различных геоморфологических условиях и структурно-тектонических зонах.

Д. С. Соколов [8] отмечал качественное отличие карста в карбонатно-сульфатных отложениях и связывал с ними формирование карстовых брекчий.

Растворение карбонатно-сульфатных толщ происходит в гипсах и ангидритах на контакте с известняками и доломитами, тогда как в последних наблюдается лишь вторичная пористость и мелкая каверзность. Под влиянием карста в сульфатных породах коренным образом меняются способы разрушения покрывающих пластов: начинают преобладать гравитационные процессы. В переслаивающихся сульфатных

УДК 551.44(49)+551.312

Карст и гидрогеология Предуралья. Сб. статей. Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Сборник посвящен гидрогеологии, карсту и связанным с ним процессам в толщах галогенных и карбонатных пород. Рассмотрены особенности гидрогеологии карстовых областей, а также гравитационные процессы в кровле карстовых полостей, определяющие инженерно-геологические условия закарстованных территорий. Описаны месторождения полезных ископаемых, формирование которых связано с карстом.

Предназначен для широкого круга геологов и гидрогеологов, работающих в карстовых областях.

Ответственный редактор А. И. Ковальчук.

© УНЦ АН СССР, 1979.



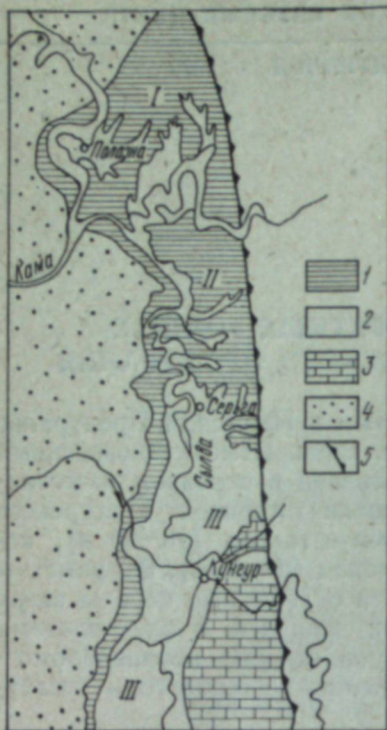


Рис. 1. Распространение сульфатного карста в платформенной части Пермского Предуралья.

1 — карст в гипсах и ангидритах верхнего кунгура под покровом соликамских отложений; 2 — сульфатные породы, перекрытые маломощными пачками известняков и доломитов и кайнозойскими отложениями или только кайнозойскими отложениями; 3 — карбонатные породы Уфимского плато (нижний кунгур и артинский ярус); 4 — некарстующиеся терригенные отложения верхнего отдела пермской системы; 5 — граница между Русской платформой и Предуральским прогибом. I — Полазнинско-Шалашинский карстовый район; II — Сылвинско-Сергинский район; III — Кунгурско-Иренский район.

и карбонатных толщах увеличивается глубина распространения карста, возникают особые многоярусные типы гидродинамических профилей, в которых карбонатные породы разного состава и на разных стадиях развития карста играют роль водоносных зон или водоупоров. Цилиндрической формы каналы — органические трубы в зоне вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод, по нашим наблюдениям [9], формируются в местах пересечения трещин под прикрытием пластов известняков и доломитов. Мощность и прочность указанных пластов опреде-

ляют ширину органических труб, а также размеры провальных впадин над ними.

При насыщении гидрокарбонатных вод гипсом происходит резкое снижение растворимости углекислого кальция. Это объясняет широкое распространение в полосе карбонатно-сульфатных отложений Пермского Предуралья карстовых брекчий с кальцитовым цементом и месторождений карбонатных туфов.

Переслаивание неоднородных по свойствам сульфатных и карбонатных пород, наряду с мозаичным распределением и различной сохранностью соликамских отложений, обуславливает резкие колебания модуля подземного стока и величины химической денудации.

Влияние карбонатных, а также песчано-глинистых пород на развитие карста в подстилающих гипсах и ангидритах настолько значительно, что это дает основание выделить в Пермском Предуралье несколько разновидностей закрытого карста [10, 11]. Роль карбонатных пород, перекрывающих и подстилающих сульфатные, существенно меняется при переходе от междуречных участков к склонам и днищам долин, поэтому возникает необходимость рассмотреть особенности развития карста и других экзогенных процессов в различных природных обстановках [12].

Наложение геологических и геоморфологических факторов определяет разнообразие гидрогеологических условий в районах сульфатного карста. Знание этих условий необходимо, в частности, для детального инженерно-геологического районирования закарстованных территорий, а также имеет важное значение для поисков источников водоснабжения.

ВЛИЯНИЕ ПОКРОВА НА РАЗВИТИЕ КАРСТА В СУЛЬФАТНЫХ ПОРОДАХ

Карст на контакте иренского и соликамского горизонтов. На большей части Полазнинско-Шалашинского и Сылвинско-Сергинского карстовых районов, а также на западной окраине Кунгурско-Иренского района распространен карст в ангидритах и гипсах под покровом соликамских пород.

В нижней части соликамского горизонта, южнее г. Перми, выделяются следующие серии: 1) доломитовая; 2) известняково-песчаниково-глинистая и 3) ангидритовая или гипсовая. Их мощность соответственно равна 10—12, 3—8 и 4—10 м. Выше залегают песчаники, глины и алевролиты с прослоями известняков. Общая мощность горизонта 70—140 м. Карбонатные и песчаниково-глинистые породы содержат гипс в рассеянном состоянии до 5—15%.

К северу от р. Чусовой нижняя часть соликамского горизонта сложена мергелями, известняками и доломитами. Отсутствие сульфатных пород можно объяснить их растворением. В этом случае произошла смена типов карста во времени: преимущественный вынос сульфатов позднее сменился выносом карбонатов, а с углублением рек ниже подошвы соликамского горизонта вновь распространился карбонатно-сульфатный тип карста.

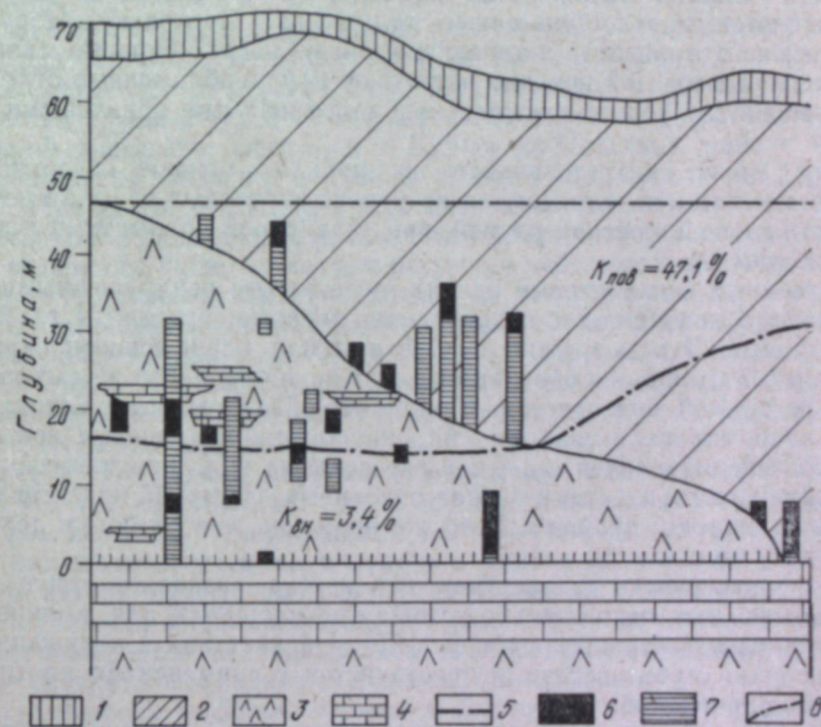


Рис. 2. Схематический разрез микрорайонов пос. Полазны.

1 — пески, суглинки (N—Q); 2 — карбонатные отложения соликамского горизонта (на целиках) и карстово-обвальное отложения (в депрессиях); 3 — ангидриты и гипсы; 4 — известняки и доломиты (P, kg); 5 — прежнее положение сульфатной толщи; 6 — пустота; 7 — заполненная карстовая полость; 8 — усредненный уровень подземных вод, $K_{пов}$ — поверхностная закарстованность сульфатной толщи, $K_{вн}$ — внутренняя закарстованность сульфатной толщи. Для построения схемы колонки 65 буровых скважин размещены по оси абсцисс в порядке уменьшения высоты подошвы из ангидритов и гипсов лунежской пачки иренского горизонта.

Там, где мощность соликамского горизонта меньше 50 м, не только придолинные, но и водораздельные участки усеяны карстовыми впадинами, часто заболоченными или наполненными водой [13]. К северу от р. Кутамыша впадины встречаются главным образом в долинах рек и суходолов и в сводах поднятий. Часть поверхностных проявлений карста связана с наличием в нижней части соликамского горизонта пласта ангидритов.

Присутствие в соликамском горизонте глинистых водоупоров обуславливает появление невыдержанных водоносных горизонтов и в то же время предохраняет подстилающие ангидриты от растворения. Карст в этих условиях сосредоточивается вдоль эрозионных врезов, медленно перемещаясь в сторону водоразделов. Растворение ангидритов и гипсов иренского горизонта происходит преимущественно на границе с вышележащими водопроницаемыми породами. В плане растворение происходит вдоль вертикальных тектонических трещин господствующих направлений. Поэтому на поверхности сульфатных пород возникают многочисленные долинообразные углубления с падением в сторону речных долин и логов.

Породы соликамского горизонта оседают по мере растворения подстилающих ангидритов и гипсов. При этом в них возникают экзотектонические складки и микросбросы, возрастает трещиноватость. Вековое оседание пластов осложняется подземными обвалами. В результате формируются крупнообломочные отложения. Поскольку разрушение соликамского горизонта направлено снизу вверх, буровые скважины под толщей мергелей нередко встречают крупнообломочные отложения или сводчатой формы пустоты над заполненными обвальными полостями.

Внутренняя закарстованность на порядок меньше поверхностной. Карстовые полости встречаются на уровне карстовых вод и на контакте с подстилающей туюской пачкой, представленной доломитами и известняками (рис. 2).

Безводные ангидритовые целики, перекрытые ненарушенными соликамскими отложениями с водоносными линзами, разделены глубокими депрессиями. Эти депрессии с пологими или нависающими склонами, выполненные карстово-обвальными отложениями, часто не выражены в рельефе земной поверхности. В карстово-обвальных отложениях залегают слабоминерализованные гидрокарбонатно-кальциевые воды. При воздействии этих вод и столь же агрессивных вод, переливающихся из соликамского горизонта, в бортах описанных депрессий интенсивно развиваются карст и провалы. В то же время на дне глубоких депрессий карст затухает.

Неравномерность распространения карста позволяет почти повсеместно находить относительно устойчивые площадки для жилищного и промышленного строительства [14, 15]. На участках с пониженной устойчивостью строительство осуществляется с применением противокарстовых мероприятий.

Карст в сульфатных толщах, переслаивающихся с пачками карбонатных пород. На детальном геологическом карте Кунгурско-Иренского карстового района показаны чередующиеся полосы сульфатных и карбонатных пород. Три пачки карбонатных пород мощностью от 2—3 до 15 м составляют около 15% разреза иренского горизонта в связи с избирательным растворением сульфатно-карбонатных толщ.

Пласты карбонатных пород в соседних обнажениях, как правило,

расположены на разных отметках, в сильно нарушенном залегании и смещены вниз до 5—10 м и более по отношению к их первоначальному уровню. Мощность подстилающих пачек гипсов и ангидритов меньше расчетной вследствие частичного их растворения.

На ранней стадии развития карста в карбонатно-сульфатных толщах подземный сток сосредоточивается на контакте с рыхлым покровом и в карбонатных породах, тогда как незакарстованные ангидриты играют роль водоупоров. Уровень появления воды нередко оказывается на десятки метров ниже речных дрен. Подземные воды в известняках и доломитах, обладающие значительным напором и незначительным дебитом, как правило, оказываются солоноватыми, не пригодными для питья. В дальнейшем водоносные зоны перемещаются в более растворимые сульфатные породы, проницаемость же подчиненных пластов известняков и доломитов снижается за счет заполнения пор гипсом и глинистым материалом.

Таким образом, на разных стадиях развития карста резко меняется гидрогеологическая роль карбонатных пород и ангидритов. Наличие карбонатных пород усложняет гидродинамическую зональность, создавая особый тип гидродинамического профиля карстующихся массивов. Указанная стадийность формирования водоносных зон объясняет также приуроченность карстовых полостей к контактам с карбонатными породами.

Пласты известняков и доломитов, задерживая обрушивание рыхлого чехла, благоприятствуют формированию крупных карстовых пустот в подстилающих гипсах и ангидритах. Под покровом карбонатных пород образуются крупные (до 5—9 м в поперечном сечении) цилиндрические каналы. Большинство провалов в Кунгурско-Иренском районе возникает вследствие внезапного обвала потолка над органическими трубами [9, 16]. При малой мощности и относительно небольшой прочности карбонатных пород елкинской и неволинской пачек провалы на поверхности земли возникают чаще, но характеризуются небольшой величиной. В полосе выходов туюской пачки, особенно на тех участках, где она представлена массивными известняками, вновь образующиеся провальные впадины более крупные, до 10 м и более в поперечнике. Соответственно на 1 км² над елкинской и неволинской пачками карстовых впадин значительно больше по сравнению с теми участками, где сульфатные породы перекрыты туюской пачкой.

Карст в сульфатных породах, перекрытых кайнозойскими отложениями. На тех участках, где гипсы и ангидриты залегают непосредственно под глинисто-обломочными и песчано-гравийными отложениями, карст сосредоточивается на контакте с покровной толщей, тогда как полости внутри сульфатных пород развиваются слабо и внутренняя закарстованность их незначительна. Снижение уровня сульфатных пород сопровождается медленным, вековым оседанием покровного чехла, которое сравнительно редко осложняется провалами.

Интенсивность и формы карста в большой степени определяются проницаемостью покрова. Глинистый покров замедляет растворение сульфатных пород и расчленение их поверхности. Карстовые впадины в карстующихся породах, а также в рыхлом чехле обладают неправильной формой и развиваются преимущественно в ширину. Численность впадин на поверхностях террас обычно 10—30 на 1 км². Значительная часть их заболочена или заполнена водой. Под покровом песчано-гравийных отложений в гипсах и ангидритах формируются глубокие рас-

щелины. Однако заполнение их чаще происходит путем медленного течения грунта.

Таким образом, отсутствие пластов карбонатных пород между рыхлым чехлом и карстующимися гипсами и ангидритами уменьшает вероятность провалов. Частота провалов в этом случае нередко снижается на порядок, уменьшаются их размеры.

Резкое преобладание поверхностной закарстованности, характерное для данной разновидности карста, сочетается с большой мощностью рыхлого покрова, что также относится к числу благоприятных факторов при выборе участков для строительства.

Карст обнаженных сульфатных пород. На крутых склонах долин и карстовых впадин, а также на буграх-останцах сульфатные породы лишены рыхлого чехла или прикрыты лишь почвенно-растительным слоем. Наличие голого карста в условиях Пермского Предуралья предполагает развитую трещиноватость горных пород, поскольку рыхлый покров на склонах обрушивается, смывается в раскрытые трещины и постепенно перемещается в горизонтальные карстовые полости. В трещинах разгрузки при отсутствии покрова формируются неправильной формы каналы и глубокие расщелины с ребристыми стенками. На скалистых обнажениях гипса наблюдаются карры.

В Башкирском Предуралье голый карст распространен шире и захватывает краевые участки цокольных террас. Поверхность террас при отсутствии или малой мощности покрова усеяна цилиндрическими колодцами, которые открываются в горизонтальные галереи. Последние создают в плане решетчатые системы по трещинам двух направлений. Подземные лабиринты разобцены многочисленными осыпями. Образовавшиеся при этом мешкообразные пещеры с одним или несколькими колодцеобразными входами холодные. На дне их часто встречаются озера [17]. На участках голого карста зафиксировано большое количество карстовых арок, бугров-останцов и других реликтовых форм.

КАРСТ В ДОЛИНАХ И НА МЕЖДУРЕЧЬЯХ

Интенсивность и формы карста, а также других экзогенных процессов определяются не только свойствами покрова над карстующимися толщами, но и другими факторами [8]. Совокупность их характеризует природную обстановку. В равнинных областях Г. А. Максимович [12] выделяет следующие обстановки, отличающиеся специфическими условиями карста: прирусловую, присклоновую и междуречную. Длительное развитие карста вносит большие изменения в природную среду, которые усиливаются от водоразделов к речным долинам.

Прирусовая обстановка (дно речных долин). Речные долины, врезаемые в сульфатные породы, имеют широкие днища, образованные I и местами II аккумулятивными террасами. На I террасе почти повсеместно встречаются карстовые впадины, чаще блюдцеобразной формы, в количестве 1—10 на 1 км². Дно их нередко заболочено или заполнено водой. На отдельных участках наблюдаются скопления карстовых впадин до 50 на 1 км²: в долине р. Ирени у с. Ленского, между деревнями Колпашниковой и Тихоновкой, у д. Сухая Речка; по р. Бабке между деревнями Мартыново и Черепахи, с. Жилино и д. Липово; в долине р. Сылвы у деревень Кочебахтино, Новая, Забор, между деревнями Шатово и Гари и т. д. На поверхности II террасы карстовые впадины встречаются редко в связи с большой мощностью террасовых отложений.

Часть блюдцеобразных понижений на I террасе образовалась путем медленного оседания покровного чехла. Однако значительная частота провалов на дне долин, на многих участках превышающая 0,01 в год на 1 км², свидетельствует о преобладании провальных впадин, которые чаще возникают вдоль внутреннего края I и II террасы. Большинство их имеет в поперечнике до 3 м и небольшую глубину. Лишь немногие вновь образовавшиеся впадины (у д. Колпашниковой на р. Ирени, у д. Шестаки на р. Бабке) захватывали площадь до 100 м². В отдельных случаях провалы вызывали повреждение зданий.

Сульфатные породы на дне речных долин закарстованы на глубину 10—25 м. Внутренняя закарстованность гипсов и ангидритов под руслом р. Ирени к югу от с. Невотино, по данным бурения четырех скважин, достигла 25%. Закарстованность сульфатных пород, а также частота и размеры провалов резко возрастают на тех участках, где в кровле гипсов залегают пачки известняков и доломитов.

Растворение карбонатно-сульфатных толщ на дне и склонах долин сопровождается обвалом пластов карбонатных пород и накоплением обломков, смешивающихся с глинистым и песчано-гравийным материалом. По наблюдениям автора, в основании покровного чехла каждой четвертичной террасы имеется горизонт крупнообломочных отложений. На плиоценовых террасах эти отложения часто образуют цоколь, обладают светлой окраской и по возрасту древнее террасового комплекса.

Интенсивное развитие карста в долинах рек обусловлено прежде всего наличием поддолинных потоков и взаимообменом между поверхностными и подземными водами. Поддолинные (подрусловые) потоки располагаются в аллювии, крупнообломочных отложениях и закарстованных породах [18]. В некарстующихся породах мощность современного аллювия определяется разницей отметок дна русла и высоких паводков. В районах сульфатного карста, где коренные породы залегают значительно ниже речных русел, мощность террасового комплекса может возрасти в несколько раз. Местами, например, в долине р. Ирени выше с. Невотино и на р. Бабке у с. Кыласово, обнаружены глубокие впадины в сульфатных породах, заполненные глинами и крупнообломочными отложениями. Происхождение таких впадин часто связано с разгрузкой слабо минерализованных подземных вод из подстилающих карбонатных толщ.

Растворение сульфатных пород на дне речных долин и медленное неравномерное оседание покровного чехла объясняют наличие многочисленных понижений, затопляемых в периоды весенних паводков. К неблагоприятным инженерно-геологическим факторам следует отнести также неоднородность и высокую пористость грунтов, обилие в них илистого материала и недостаточную несущую способность.

Хозяйственно-питьевое водоснабжение обеспечивается за счет рек и неглубоких инфильтрационных скважин на их берегах. Чтобы избежать подсосывания сульфатных карстовых вод, фильтры устраиваются в линзах галечников неподалеку от речного русла [19].

Склоны долин. Склоны речных долин и суходолов отличаются большой интенсивностью карста и связанных с ним экзогенных процессов, а также большим разнообразием форм разрушения горных пород. Пласты гипсов и ангидритов обычно находятся в нарушенном залегании, наклонены в различных направлениях, чаще в сторону эрозионного вреза, под углом до 10—20° и более. Широко распространены экзогенные дислокации, представленные небольшими складками и сбросами. Слабо

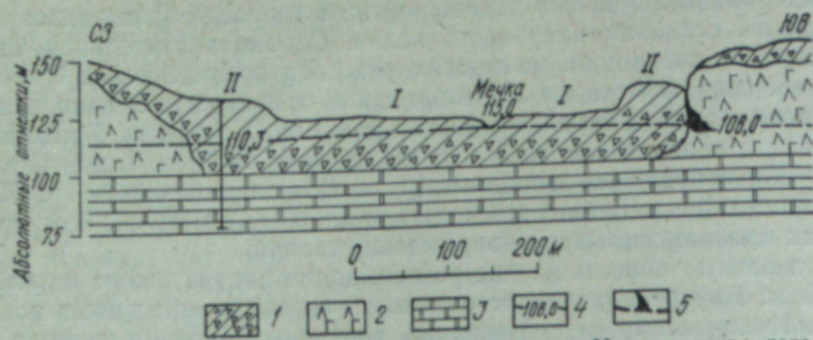


Рис. 3. Гидрогеологический разрез через долину р. Мечки в устье лога Каменного.

1 — суглинки и глины с обломками доломита; 2 — ангидриты и гипсы (P₁k₂); 3 — известняки и доломиты филиповского горизонта (P₁k₁); 4 — уровень и абсолютная отметка подземных вод (15.X.1955 г.); 5 — Мечкинская пещера. I, II — надпойменные террасы.

задернованные склоны нередко образованы беспорядочным нагромождением глыб с поперечником до 5—10 м. Саблевидный изгиб деревьев, обвалы цирки и глыбовые конусы свидетельствуют о неустойчивости склонов. Количество карстовых впадин в верхней их части иногда достигает нескольких десятков на 1 га. Впадины имеют коррозионное и провальное происхождение. Вдоль подножия склонов они часто образуют непрерывную цепь или превращаются в карстовые рвы [20].

Расширение долин в сульфатных породах обусловлено главным образом развитием карста. На многих участках уже после того, как река отошла от коренного склона, последний в результате многократных оседаний и обвалов отступил на десятки метров в сторону водораздела. Между приподнятым внутренним краем аккумулятивной террасы, сохранившей делювиальный шлейф, и коренным склоном можно увидеть цепь близко расположенных впадин или карстовый ров.

Таким образом, характерная для карстовых долин значительная крутизна склонов — следствие развития карста.

Большая интенсивность карста в бортах долин связана с трещинами разгрузки. Последние образуются путем расширения и слияния вертикальных тектонических трещин, направленных вдоль склона или под острыми углами к его простиранию. Трещины разгрузки в сульфатных породах обычно встречаются не дальше 20—30 м от бровки склона. Над их устьями располагаются цепи карстовых впадин, рвы и траншей с отвесными стенками.

Под влиянием речных паводков в трещинах разгрузки формируются крупные полости, и карст сосредоточивается в зоне колебания уровня подземных вод [18]. Вдоль внутреннего края аккумулятивных террас местами возникает бортовой поток (рис. 3). Бортовой поток, протекающий вдоль правого склона долины р. Сергинки, на обследованном отрезке в Сергинской пещере напоминает подземный ручей. Скорость движения воды летом достигает 0,3 м/сек.

На крутых склонах карстовых долин во время оттаивания грунта или длительных дождей происходят сплывы и оползни-обвалы. Происхождение более крупных оползней связано с оседанием блоков пород по трещинам разгрузки (правый берег р. Сылвы у с. Насадка, левый берег р. Сылвы у д. Горюшки и др.).

Вследствие неблагоприятных инженерно-геологических условий, проектируемые дороги нередко приходится смещать со склона на одну

террасу. Чтобы уменьшить протяженность неблагоприятных участков, избегают пересечения суходолов под острыми углами.

Междуречья. Разреженная и слабо разветвленная речная сеть в районах сульфатного карста дополняется развитой сетью логов-суходолов. Длина их достигает 15—20 км. При значительной мощности и слабой проницаемости кровли над сульфатными породами верховья логов имеют вид эрозионных долин. Местами они перегорожены плотинами, удерживающими весенние воды. Там, где кровля представлена проницаемыми породами, на продолжении карстовых логов встречаются цепи воронок, которые играют роль местных базисов эрозии. С верхней их стороны образуются овражки и новые провалы, обеспечивающие рост долин. Нередко два суходола, расположенные в одной трещинной зоне, незаметно переходят один в другой. В направлении логов, а также линейно вытянутых групп карстовых впадин отчетливо заметно влияние господствующей трещиноватости северо-западного и северо-восточного простирания.

Продольный профиль логов осложняется поглощающими воронками, уступами и на отдельных участках приобретает обратный уклон. Провальные воронки в основании склонов открываются в пещеры, затопляемые весенними водами. После спада воды в них обнаруживаются подземные речки и озера. В пещеры, созданные поддолинными потоками, втекают подземные ручьи со стороны водоразделов. Ручьи имеют крутое падение. Буровые скважины, пройденные между водоносными каналами, оказываются сухими или дают небольшое количество солоноватой воды. Уровни воды на гидрогеологических профилях резко понижаются под каждым, даже небольшим логом и поднимаются на водоразделах. Разомкнутые, реже решетчатые системы водоносных каналов сопряжены с вертикальными каналами и впадинами на поверхности земли.

Разнообразие и численность форм карстового рельефа убывают от логов к водоразделам. Подавляющее большинство впадин на междуречьях провального происхождения. По нашим наблюдениям, соотношение частоты провалов и численности старых впадин на 1 км² для поверхностей древних террас меньше по сравнению с речными долинами. Это объясняется, в частности, большой длительностью существования впадин в условиях равнинного рельефа.

Если принять для северной части Кунгурско-Иренского района среднюю частоту провалов 0,05 в год на 1 км² и среднюю численность провальных впадин 50 на 1 км², длительность существования последних составит около 1000 лет. Поскольку возраст поверхностей террас оценивается десятками и сотнями тысяч лет, можно прийти к выводу о большом распространении погребенных впадин.

Для проверки этого предположения автор в течение ряда лет обследовал 22 пог. км траншей, вырытых для трубопроводов различного назначения в Добрянском, Кунгурском и Ординском районах Пермской области. Результат обследования оказался неожиданным. Траншеями глубиной 1,7—4 м пересечены 27 существующих (выраженных в рельефе земной поверхности) впадин и лишь три погребенные. Эти наблюдения свидетельствуют о сосредоточении карста и провалов в трещинных зонах и о длительном существовании провальных впадин, прошедших, как правило, не один, а много циклов развития. При этом возрастают размеры впадин (рис. 4). Отсюда вытекает необходимость нанесения на план при инженерно-геологических исследованиях не только карстовых

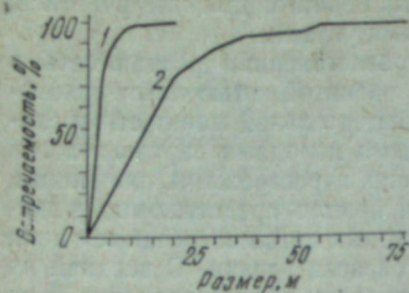


Рис. 4. Распределение карстовых впадин в полосе линии высоковольтной электропередачи Пермь — Свердловск.
1 — глубина впадин; 2 — поперечник.

воронки и блюдца, но и едва заметных понижений по направлению господствующих трещин.

Неравномерность распространения карста и провалов позволяет разме-

щать строительные объекты над целиками и древними котловинами с затухающим карстом. Наряду с геоморфологической съемкой и бурением разведочных скважин, для оконтуривания целиков и интенсивно закарстованных зон применяются геофизические методы разведки.

Карстовые сульфатные воды, залегающие на глубине 50—100 м, с минерализацией до 2—3 г/л, мало пригодны для хозяйственно-питьевого водоснабжения [21]. Поэтому населенные пункты, расположенные на междуречьях, получают воду из карстовых озер или из рек.

ОСОБЕННОСТИ КАРСТА В РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОНАХ

Зона контакта иренского горизонта с карбонатными толщами Уфимского вала. Уфимский вал, протянувшийся от широты г. Перми на юг, вдоль восточного края Русской платформы, морфологически выражен Уфимским плато. Вал имеет асимметричное строение с более крутым восточным склоном. Осевая линия приближена к Предуральскому прогибу. Карбонатные толщи артинского яруса и нижнего, филипповского горизонта кунгурского яруса к западу и востоку сменяются сульфатными породами иренского горизонта (см. рис. 1). Слабо минерализованные гидрокарбонатные воды, стекая по падению пластов, разгружаются на контакте с сульфатными породами, которые играют роль барража по отношению к мощному водоносному комплексу в карбонатных толщах Уфимского вала [22]. На геологических разрезах гипсы и ангидриты нередко образуют крутой уступ и в зоне контакта отличаются повышенной закарстованностью. Количество карстовых впадин местами достигает 500 на 1 км², резко возрастает частота провалов. А. В. Турышев [22, 23] описал в зоне контакта крупные депрессии, выполненные мощными толщами карстово-обвальных и аллювиальных отложений. Депрессиям в рельефе земной поверхности отвечают отчетливо выраженные понижения уровня подземных вод.

Кунгурская ледяная пещера, расположенная в нижней пачке иренского горизонта, по-видимому, формировалась при участии подземных вод, проникающих из филипповского горизонта. Этим, в частности, объясняются необычно большие размеры гротов.

В удалении от рек и крупных логов зона контакта выражена менее четко и ширина ее возрастает. В зоне местами можно выделить полосу, где сульфатные породы залегают выше уровня подземных вод. При большом количестве старых карстовых впадин на 1 км² частота провалов здесь невелика [9]. Трещинно-карстовые воды в карбонатных породах

филипповского горизонта, перекрытых сульфатными отложениями, обычно имеют повышенную минерализацию и непригодны для питья.

Пограничная зона между Русской платформой и Предуральским прогибом. Вдоль восточного края Русской платформы прослеживается глубинный разлом. Соленые воды, поступающие из прогиба, поднимаются по разлому, смешиваясь с пресными водами неглубокой циркуляции [24]. Отличаясь высокой агрессивностью по отношению к ангидритам, соленые воды создают в них крупные полости под покровом прочных и слабо растворимых карбонатных пород. Указанные полости могут располагаться на сотни метров ниже уровня речных дрен и формируются в течение длительного времени. При обвале кровли над ними возникают крупные впадины. Так, например, в девяностых годах прошлого столетия у д. Мульково южнее пос. Таборы на левобережье р. Косвы в результате провала образовалась воронка с поперечником 65×70 м и глубиной около 30 м.

Наибольшая интенсивность карста наблюдается вдоль восточного склона Уфимского плато [22, 23, 25]. В связи с относительно крутым падением пластов в сторону Предуральского прогиба под углом 2—3° и фациальным замещением верхней части иренского горизонта мергелистыми отложениями выходы гипсов и ангидритов протягиваются здесь узкой полосой. Под влиянием трещинно-карстовых вод, поступающих со стороны Уфимского плато, в сульфатных породах формируются крупные полости. Эти полости вытягиваются по простиранию пластов или же пересекают ангидриты по кратчайшему направлению, снизу вверх. Карстовая зона вдоль восточного склона Уфимского плато отличается большой частотой провалов, которые нередко имеют крупные размеры, например, провалы 1949 г. в с. Усть-Кишерть. Провальные впадины, сливаясь, образуют обширные депрессии, в одной из них разместился Суксунский пруд. Некоторые депрессии напоминают древние долины. По дну их протекают ключевые речки (Кишертка, Советянка и др.).

Обильные выходы подземных вод вдоль восточного склона Уфимского плато создают благоприятные условия для водоснабжения многочисленных селений в карстовой зоне. Новое строительство здесь целесообразно переносить на соседние участки, где гипсы уже разрушены или перекрыты защитной толщей карбонатных и глинисто-песчаниковых отложений. Именно такое решение принято при составлении генерального плана застройки пос. Суксун.

ВЫВОДЫ

Интенсивность и формы карста в сульфатных породах на восточной окраине Русской платформы зависят от наличия и мощности соликамского горизонта. В результате длительного развития экзогенных процессов возникают новые типы покровов, которые оказывают большое влияние на дальнейшее развитие карста.

Избирательное растворение карбонатно-сульфатных отложений иренского горизонта кунгурского яруса сопровождается увеличением доли карбонатных и глинистых пород в разрезах и обуславливает широкое распространение карста под покровом глинисто-обломочных карстово-обвальных отложений, а также под покровом туюйской, елкинской и неволинской карбонатных пачек. Высокая интенсивность карста в бортах и на дне долин, опережающая боковую и глубинную эрозию, объясняет аномально большую мощность террасовых комплексов.

Область распространения сульфатно-карбонатных пород отличается сложным строением покровной толщи. Последняя может включать аллювиально-делювиальные, карстово-обвальные (рыхлые и сцементированные) отложения, а также крупные блоки и пачки карбонатных пород, которые часто оказываются внутри рыхлого чехла. Покров над сульфатными породами в пределах плиоценовых и четвертичных террас почти повсеместно имеет двухчленное строение. Аллювий подстилается слоем крупнообломочных карстово-обвальных отложений с непостоянной мощностью.

Частая смена типов геологического разреза осложняется различными природными обстановками: междуречья, склоны и днища долин, пограничные зоны между Русской платформой и Предуральским прогибом, между иренским и филипповским горизонтами кунгурского яруса. Все это увеличивает число разновидностей карста, а также неоднородность гидрогеологических и инженерно-геологических условий.

Карст в переслаивающихся пачках сульфатных и карбонатных пород качественно отличается от карста в однородных толщах тех же пород. Два «элементарных» типа карста в данном случае не сосуществуют, но связаны тесным взаимодействием. Возникает особый тип карста со сложным гидродинамическим и гидрохимическим профилем, специфическими формами и высокой внутренней закарстованностью, резким усилением экзогенных дислокаций, подземных обвалов и других гравитационных процессов, а также хемогенной аккумуляции кальцита.

Участки сульфатного и сульфатно-карбонатного карста характеризуются различными гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями, что необходимо учитывать при изысканиях для строительства и водоснабжения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б. И. Грайфер, П. П. Романов, И. Э. Залкинд. Стратиграфия и литофации кунгурского яруса Пермского Прикамья.— Стратиграфические схемы палеозойских отложений. Пермская система. М., Гостоптехиздат, 1962.
2. Г. А. Максимович, К. А. Горбунова. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
3. К. А. Горбунова. История изучения карста и пещер Пермской области.— Пещеры, вып. 1 и 2. Пермь, 1961, 1962.
4. К. А. Горбунова. Особенности гипсового карста. Пермское ки. изд-во, 1965.
5. Г. А. Максимович. Основы карстологии, т. 1 и 2. Пермь, 1963, 1969.
6. Е. А. Кротова. История изучения пещер и карста Пермской области (1956—1964).— Пещеры, вып. 6 (7). Пермь 1966.
7. Г. Н. Панарина. История изучения пещер Пермской области.— Пещеры, вып. 10, 11. Пермь, 1971.
8. Д. С. Соколов. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962.
9. В. С. Лукин. Провальные явления на Урале и в Предуралье.— Гидрогеологический сборник № 3. Труды Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР, 1964, вып. 69.
10. К. А. Горбунова. Типы карста и факторы карстообразования на примере карстовых районов Пермской области.— Зап. Пермского отд. Всесоюз. геогр. о-ва, 1960, вып. 1.
11. В. С. Лукин. Типы карста и взаимосвязь между развитием карста и формированием покровных отложений.— Типы карста СССР. Труды МОИП, 1965, т. 15.
12. Г. А. Максимович. Основные обстановки развития карста в Предуралье и на Западном Урале.— Вопросы инженерного карстологии. Кунгур, 1972.
13. К. Г. Бутырина. Карстовые районы и участки центральной части Пермской области.— Вопросы физической географии Урала, вып. 2. Пермь, 1975.
14. В. С. Лукин, Н. Х. Логинов, Ю. И. Трапезников, Ю. Х. Ширяев. Карст и условия строительства в районе пос. Полазна Пермской области.— Вопросы проектирования. Пермское ки. изд-во, 1963.

15. И. А. Печеркин. Геодинамика побережий Камских водохранилищ, ч. 1, 2. Пермь, 1966, 1969.

16. Е. П. Дорофеев. Взаимосвязь подземных и поверхностных карстовых форм на примере Кунгурской пещеры.— Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах, вып. 8. М., «Транспорт», 1968.

17. Е. П. Дорофеев, В. С. Лукин. Результаты изучения участка гипсового карста в долине р. Аургазы.— Материалы VIII Всеуральского совещания по вопросам географии, охраны природы и природопользования. Уфа, 1973.

18. В. С. Лукин. Особенности стока и карстового процесса в речных долинах Кунгурского района.— Специальные вопросы карстологии. М., Изд-во АН СССР, 1962.

19. В. С. Лукин, Ю. А. Ежов. Карст и строительство в районе г. Кунгура. Пермское ки. изд-во, 1975.

20. В. С. Лукин. Карстовые рвы в районах развития сульфатных отложений.— Гидрогеология и карстология, вып. 3. Пермь, 1966.

21. Л. А. Шимановский, И. А. Шимановская. Пресные подземные воды Пермской области. Пермское ки. изд-во, 1973.

22. А. В. Турышев. Особенности подземного стока и разгрузки трещинно-карстовых вод северной части Уфимского плато.— Труды Ин-та геологии Урал. фил. АН СССР, 1962, вып. 62.

23. А. В. Турышев. О формировании депрессий вдоль склонов Уфимского плато.— Труды Уфимского совещания по геоморфологии и новейшей тектонике Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.

24. А. И. Ковальчук, А. В. Козлов. К вопросу о генезисе пластовых рассолов Предуралья.— Гидрогеология и инженерная геология Урала. Свердловск, 1972.

25. К. А. Горбунова. Формирование карстовых брекчий восточного крыла Уфимского вала в свете гидрогеологических данных.— Изв. высш. учебн. завед. Геология и разведка, 1960, № 10.

Г. А. МАКСИМОВИЧ

КАРСТОСФЕРА И ТИПЫ КАРСТА

Растворимые в воде горные породы представлены наиболее распространенными карбонатами (известняки, доломиты и переходные разновидности, писчий мел, мрамор и др.), сульфатами (гипс, ангидрит и переходные разновидности), солями (галит и др.). Второстепенные карстующиеся породы — магнезит, сидерит, природная сода, а также кварциты. По скорости растворения в воде эти породы делятся на три группы [1]:

Группа	Примеры карстующихся пород
Карст обычный	Известняки, доломиты, мраморы и переходные разновидности, писчий мел.
Тахикарст	Гипс, галит и другие соли, природная сода.
Брадикарст	Кварциты, железистые кварциты

Основные карстующиеся породы в пределах континентов на поверхности Земли и на глубине занимают следующие площади, млн. км²: карбонаты 40, гипсы 7; соли — более 4. Столь обширное распространение карстующихся пород обуславливает широкое развитие карста [2].

Карстообразование представляет единство противоположных процессов растворения и отложения при связующем звене переноса в виде водных растворов. Одна из специфических разновидностей подземных вод — карстовые воды. В поровых коллекторах растворенные вещества выносятся водой на поверхность Земли и по большей части стекают в реки. Реже наблюдается аккумуляция в виде родниковых известковых туфов [3]. Карстовые же воды растворением расширяют трещины и превращают их в подземные полости. В последних широко развита пещерная карбонатная и другая аккумуляция. Спелеоседиментация — это одна из отличительных особенностей действия карстовых вод. Перенос растворенных веществ иногда заканчивается полостной седиментацией в пределах карстующегося массива [4].

Карстосфера — особая разновидность гиперсферы. Карстообразование начинается тогда, когда отложения стратисферы, метаморфической оболочки и отчасти других геосфер оказываются в зоне гипергенеза. Основным агентом служат поверхностные внерусловые и, главным образом, подземные воды. В геологической истории карстующихся отложений можно наметить следующие стадии:

Стадия	Геосфера	Карстующиеся отложения
Морская додиагенетическая	Пелосфера	Карбонатные и другие илы
Морская постдиагенетическая	Подводная стратисфера	Карбонатные и другие отложения
Наземная субаэральная	Наземная стратисфера	То же
Наземная субаэральная карстовая	Гиперсфера	Карстосфера

Приведенная схема показывает только основное направление развития карстующихся отложений и стадийность геосфер, к которым они приурочены. Трансгрессии и регрессии и соответственно переход из субаэральных в субаквальные условия, а затем вновь в субаэральные здесь опущены.

Карстообразование — особая разновидность гипергенного процесса, возникающая при наличии растворимых в воде горных пород стратисферы, метаморфосферы, магмосферы (карбонатиты) и достаточного количества циркулирующих в толще агрессивных подземных вод. В результате длительного закарстовывания отдельные участки различных геосфер превращаются в особую разновидность гиперсферы — картосферу.

Термин карстосфера был предложен Л. И. Маруашвили [5, 6]. По его мнению, «план карстосферы совпадает с планом стратисферы». Более правильно другое его определение: картосфера — часть литосферы, служащая ареной карстовых явлений. Таким образом, можно утверждать, что карстосфера — это особая разновидность гиперсферы.

Многообразие литологических, геоморфологических, климатических, гидрогеологических и других условий является причиной возникновения многих типов карстосферы. Литологические и геоморфологические условия сказываются на глубине переработки стратисферы в карстосферу. Наибольшей мощностью (несколько километров) обладают карбонатные отложения горных стран [2]. Мощность же пластов гипсов редко превышает 100 м.

Специфическая особенность солей — высокая растворимость, благодаря которой они отнесены к тахикарсту. На земной поверхности галолиты большой мощности сохраняются только в районах с малым количеством атмосферных осадков или многолетней мерзлотой.

В результате опускания закарстованных отложений ниже уровня моря и перекрытия их более молодыми морскими отложениями происходит смена инфлюзионного гидрогеологического этапа развития карстующихся толщ элизионным. В элизионный этап процессы выщелачивания могут смениться концентрацией карстовых вод и полостной седиментацией в виде кальцитизации, гипсотизации, окремнения и отложения других минералов. В определенных условиях происходит процесс восстановления сульфат-ионов за счет десульфатирующих бактерий. Он сопровождается окислением нефти и обогащением карстово-пластовых вод сероводородом и углекислотой, обуславливающей рост глубинных карстовых полостей. На платформах, где складчатый фундамент осложнен многочисленными разломами, в карбонатные толщи снизу по нарушениям поступает CO₂, что установлено в Пермском Прикамье и Днепровско-Донецкой впадине. Эти и другие данные показывают, что карстообразование не прекращается в зоне гидрогалогенеза с геологически затрудненным водообменом [2, 7, 8].

Зональность карстосферы и массоперенос. Карст — одно из проявлений природного массопереноса [4]. В верхней зоне карстосферы наблюдается открытая система, характеризующаяся закарстовыванием верхней части карбонатных (а также гипсовых, соляных и др.) массивов и выносом за их пределы (в зоне гидрогенеза) вещества в растворенном состоянии. Преобладают процессы коррозии и эрозии, сопровождающиеся расширением трещин, возникновением и ростом подземных полостей. Карбонатная аккумуляция выражена на поверх-



1795746

Таблица 1

Зоны карстосферы, системы массопереноса, геохимические, гидродинамические и гидрогеохимические зоны, стадии развития карстовых полостей

Зона карстосферы	Система массопереноса	Зоны			Гидрогеологические этапы	Стадии и особенности карстовых процессов, обуславливающих формирование и заполнение карбонатных коллекторов
		геохимические	гидродинамические	гидрогеохимические		
Верхняя	Открытая. Интенсивный вынос вещества из системы	Гипергенеза	Интенсивного водообмена	Эпигенеза, гидрогенеза	Инфлюационный	Экзокарст. Интенсивное карстообразование с возникновением расширенных выщелачиванием трещин, каверн, пещерных полостей. Известковые туфы у выхода карстовых родников и карбонатная седиментация в пещерах
Мезокарстосфера	Полуоткрытая. Слабый вынос вещества из системы	Катагенеза	Затрудненного водообмена	Гидрогенеза	Инфильтрационный	Мезокарст. Замедленный рост карстовых полостей. Полостная седиментация
Гипокарстосфера	Закрытая. Отсутствие выноса вещества	Катагенеза	Геологического затрудненного водообмена	Гидрогадогенеза	Элизионный	Гипокарст. Очень слабый рост карстовых полостей выщелачиванием, биогенной коррозией и другими процессами. Значительная седиментация, уменьшающая емкость коллекторов. Иногда под нефтяными залежами подошвенная кальцитизированная зона

ности известковыми туфами карстовых родников и подземной седиментацией в виде натечных образований пещер и других полостей.

Погружение карстосферы ниже уровня моря, осадконакопление и новые субаэральные условия превращают образовавшиеся карстовые полости в зону гидрогенеза. Водообмен затруднен. Происходит замедленный рост карстовых полостей. Это полузакрытая система массопереноса. Наблюдается и полостная седиментация. Это мезокарстосфера.

К закрытой системе относится гипокарстосфера, где массоперенос на земную поверхность практически прекращен. Перенос вещества происходит в пределах замкнутой системы, где значительную роль играет полостная седиментация. Наряду с ростом полостей за счет глубинного CO₂, биогенной коррозии и других процессов, при пересыщении растворов происходит вторичное минералообразование, которое обуславливает уменьшение объема карстовых коллекторов. Формирование полостей гипокарстосферы — сложный процесс чередования их роста путем растворения и уменьшения за счет полостной седиментации различных вторичных минералов, среди которых преобладает

Таблица 2

Классификация карста по обнаженности и характеру покровных отложений

Тип карста при региональном развитии	Покровные отложения	Климатические условия	Карст на небольших участках	Примеры данного типа карста
Средиземноморский	Отсутствуют	Гумидные субтропические	Голый	Горный Крым, Динарские горы
Кубинский	Отсутствуют. Развит кустарниковая и древесная растительность	Гумидные тропические, реже субтропические	Зеленый	Останцы о-ва Куба, склоны останцов Олсен в Австралии, о-в Капри
Среднеазиатский обнаженный горный	Отсутствуют	Аридные горные	Обнаженный	Нуратинские и Центрально-Кызылкумские горы
Кавказский	Незначительный задернованный почвенный покров	Гумидные горные	Задернованный	Западный Кавказ
Средневропейский	Элювий карстующихся пород	Гумидные умеренные	Покрытый или подэлювиальный	Уфимское плато
Камский	Аллювий в речных долинах	Гумидные умеренные	Перекрытый или подаллювиальный	Долины рек в бассейне Камы
Русский	Осадочные некарстующиеся	Гумидные умеренные	Закрытый	Карстовые районы Русской равнины
Среднеатласский	Базальт и другие изверженные породы	Горные	Подвулканический	Район Аэру в Среднем Атласе, Малый Кавказ в Азербайджане

кальцит. Рассматривая разрез платформы, можно выделить зоны карстосферы, установить соотношение систем массопереноса, геохимических, гидродинамических и других зон, а также карстовых процессов (табл. 1).

Колебательные движения земной коры обуславливают смену во времени открытых систем массопереноса полуоткрытыми и закрытыми, а также ярусное расположение региональных и локальных карстовых полостей, зон карстосферы. Собственно карстосфера входит в гиперсферу, в зону аэрации (см. табл. 1). Нижние две зоны уже приурочены к восстановительной обстановке.

Типы карста по обнаженности и характеру покровных отложений. Ранее мы выделяли средиземноморский, кавказский, средневропейский, камский, русский, среднеатласский типы карста [2, 8—10]. Новые данные позволяют добавить среднеазиатский и кубинский типы (табл. 2).

Среднеазиатский тип карста был выделен в 1949 г. А. М. Овчинниковым [11, 12]. Он указывал, что тип характеризуется развитием внутренних каналов и пещер при сравнительной бедности или отсутствии ярких внешних проявлений. В качестве примера были названы Копет-Даг, Памиро-Алайская горная система. В 1955 г. этот автор уточнил, что в питании карста среднеазиатского типа, развивающегося в сравнительно засушливых условиях, основную роль играют ливневые осадки. Из-за малого количества осадков развиваются главным образом подземные виды карста, в то время как поверхностные развиты слабо. Проведенные А. Алимовым [13, 14] исследования карбонатного карста Нуратинских и Центрально-Кызылкумских гор подтвердили целесообразность включения среднеазиатского типа в классификацию карста. В этих горах, находящихся в аридных условиях, развит обнаженный карбонатный карст. Поверхностные формы в виде карров и понор развиты слабо. Преобладают ниши и пещеры, которых насчитывается 268.

Кубинский тип карста развит в тропических и субтропических условиях. Это карбонатные останцы голого карста о-ва Кубы, густо поросшие древесной растительностью. Драцены, пальмы, дубы придают им вид гигантских ежей [2]. Ранее Кирле [15] для о-ва Капри выделял голый и зеленый карст. Склоны останцов Олсен в Восточной Австралии отличаются калькофильной растительностью. На голых вершинах сильно развиты карры [16, 17]. Следует различать останцовый подтип кубинского карста. В районе развития средиземноморского типа за участками с деревьями и кустарниками по правилу приоритета автор сохранил термин Кирле «зеленый».

Основоположник карстоведения И. Цвийич давно предлагал комплексную типизацию, выделять голокарст, мерокарст и переходные разновидности. В отечественной литературе это деление не принято, хотя во многих зарубежных странах используется [2]. Отказ от выделения региональных типов карста привел к тому, что карст среднеазиатских известняковых хребтов, находящихся в низкогорных и среднегорных пустынных и полупустынных условиях, выделяется в качестве особого подтипа голого карста [18]. Среднеазиатский тип карста, развитый в аридных и полуаридных условиях, резко отличается от средиземноморского, характерного для гумидных условий.

Дополнение региональных типов карста морфологической, тектонической, гидрогеолого-гидрологической и другими характеристиками — ближайшая задача карстоведения.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. А. Максимович. О силикатном брадикарсте тропической зоны.— Гидрогеология и карстоведение, вып. 7. Пермь, 1975.
2. Г. А. Максимович. Основы карстоведения, т. 1. Пермь, 1963.
3. Г. А. Максимович. Известковые туфы и их место в карбонатном литогенезе.— Вопросы изучения и использования известковых туфов. Пермь, 1973.
4. Г. А. Максимович. Проблемы карстовых коллекторов нефти и газа. Карстовые коллекторы нефти и газа.— Вопросы карстоведения, вып. 3. Пермь, 1973.
5. Л. И. Маруашвили. Карстосфера, ее размеры и отношение к другим геосферам.— Сообщения АН Груз.ССР, 1970, № 2.
6. Л. И. Маруашвили. Хронологические и пространственные закономерности пещерообразования в известняках.— Карст в карбонатных породах. Труды МОИП, 1972, т. 47.
7. Г. А. Максимович. Гидрогеохимические зоны платформ.— Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3 (4). Пермь, 1964.

8. Г. А. Максимович. Условия развития карбонатного и сульфатного карста.— Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах. М., «Транспорт», 1968.

9. Г. А. Максимович. Классификация карста по внешним признакам.— Науч. труды Пермского политех. ин-та, 1962, вып. 1, № 14.

10. Г. А. Максимович. Основные обстановки развития карбонатного и сульфатного карста.— Проблемы инженерной геологии. Труды Межведомственного совещания по гидрогеологии и инженерной геологии, 3—8 июня 1978 г. М., Изд-во МГУ, 1970.

11. А. М. Овчинников. Общая гидрогеология. М., Госгеолгиздат, 1949.

12. А. М. Овчинников. Общая гидрогеология. М., Госгеолтехиздат, 1955.

13. А. Алимов. Пещеры Нуратинских гор. Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований.— Тезисы докладов Всесоюзного спелеологического совещания (Ленинград, 1975 г.). М., 1975.

14. А. Алимов. Карбонатный карст Западного Узбекистана (на примере Центрально-Кызылкумского и Нуратинского районов). Пермь, 1976.

15. G. Kyrle. Die Höhlen der Insel Capri. Wien, 1953.

16. Г. А. Максимович. Морские пещеры — чудеса Мира.— Пещеры, вып. 12, 13. Пермь, 1972.

17. Г. А. Максимович. Карст Австралии.— Гидрогеология и карстоведение, вып. 1. Пермь, 1962.

18. Н. А. Гвоздецкий. О распространении карстовых явлений в пустынях и горах Средней Азии.— Вопросы географии, сб. 40. М., 1957.

Г. К. МИХАЙЛОВ

КАРСТ КАК РЕГУЛЯТОР ПОДЗЕМНОГО СТОКА

Формирование поверхностного и подземного стока происходит при сложном взаимодействии ландшафтно-климатических, геологических, антропогенных факторов и условий. В карстовых районах, благодаря наличию хорошо растворимых горных пород на земной поверхности и в зоне активного водообмена, этот процесс протекает своеобразно. Г. А. Максимович и В. А. Балков [1, 2] отмечают, что под воздействием поверхностных и подземных карстовых эрозионно-коррозионных форм происходит внутрисезонное перераспределение стока в речных бассейнах: резко уменьшается поверхностный сток в периоды весеннего половодья и летне-осенних паводков и возрастает объем подземного стока в меженные периоды.

Карст — активный регулятор стока. В районах с однородными климатическими условиями его воздействие на формирование и распределение общего стока зависит от состава карстующихся пород, условий их залегания, а также от структурно-тектонической обстановки и характера проявления неотектонических и современных движений земной коры на площади водосборов [3, 4]. Существенная роль принадлежит и гидрогеологическим условиям: мощности, закарстованности и фильтрационной однородности зоны аэрации, наличию активной гидравлической взаимосвязи речных вод с карстовыми водами зоны горизонтальной циркуляции и т. д.

Оценивая роль карста как регулятора стока, В. А. Балков [1] рассматривает в основном изменение водности бассейнов и внутрисезонное перераспределение объемов стока путем сравнения обобщенных гидрологических характеристик закарстованных и зональных бассейнов. Интенсивность влияния карста оценивается по величине коэффициента бассейновой зарегулированности, представляющего разность между коэффициентом общей внутригодовой зарегулированности стока в бассейне, приведенным к площади 2000 км², и коэффициентом климатической зарегулированности стока, обусловленным зональными физико-географическими процессами. Установлено, что в карстовых бассейнах южной части Пермской области при сравнительно однородной климатической зарегулированности (0,35—0,44) внутренняя зарегулированность стока в закарстованных бассейнах (0,32—0,37) в 3—3,5 раза выше, чем в незакарстованных зональных (0,10—0,12).

Благодаря усиленному поглощению внеурусловых поверхностных вод закарстованными трещинами, понорами, а также наличию открытых полостей-коллекторов воды внутри карстовых массивов происходит активное регулирование поверхностного и подземного стока. Оно проявляется не только в особенностях внутрисезонного распределения

увеличенных объемов стока, но и в закономерностях размещения ресурсов карстовых вод. Последние определяются составом карстующихся пород, степенью фильтрационной однородности массивов, структурно-тектоническими особенностями бассейна, его неотектоникой и т. д. Поэтому под карстовым регулированием стока предлагается понимать процесс формирования и распределения поверхностных и подземных вод во времени и в пространстве в бассейнах, сложенных легко растворимыми горными породами.

Для количественного определения регулирующей роли карста в зависимости от состава пород и структурно-тектонической обстановки удобно использовать соотношения модулей стока в закарстованных и зональных бассейнах. Они дают возможность дифференцированно оценивать условия и особенности формирования стока в различных частях бассейна.

Гидрологические и гидрогеологические исследования, выполненные в северной части Уфимского плато, дают возможность количественно оценить регулирующую роль и карбонатного, и сульфатного карста в формировании стока. Для этой цели произведено сопоставление основных характеристик стока в районах, сложенных нижнепермскими известняками и доломитами (бассейн р. Сарса), нижнепермскими гипсами и ангидритами, переслаивающимися с карбонатными породами (бассейны рек Тюя и Ирени), с аналогичными характеристиками соседнего бассейна р. Тулвы, сложенного верхнепермскими некарстующимися отложениями. Морфометрические показатели сопоставляемых бассейнов не имеют существенных различий.

Анализ фактического материала показал, что в районах карбонатного карста поглощение поверхностного внеуруслового стока происходит активнее, чем в районах с сульфатными породами. Судя по среднеголетним данным, в период весеннего половодья модуль стока в бассейне р. Сарса на 17,9, а в бассейне р. Тюя на 6,6 л/сек·км² ниже зональной величины (35,4 л/сек·км²). Меньшая интенсивность поглощения весеннего поверхностного стока в районах сульфатного карста подтверждается и анализом сезонного распределения модулей стока в средних по водности годам. Она обусловлена сравнительно малой емкостью сульфатных пород в зоне вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод.

Благодаря высокой скорости насыщения сульфатом кальция слабо-минерализованных инфильтрующихся вод, растворяющая способность их утрачивается на малой глубине [5, 6]. Гидрохимическое изучение родниковых вод, выходящих на склонах речных долин в бассейне р. Ирени, показало, что они до предела насыщены сульфатом кальция. Поэтому, несмотря на большую плотность карстовых воронок в районах сульфатного карста, интенсивность поглощения талых вод здесь ограничена сравнительно малой емкостью подземных полостей выше поверхности эрозионного вреза.

Повышенная хрупкость и трещиноватость известняков при атмосферном давлении обусловили постоянное увеличение емкости карбонатных пород в зоне аэрации. Исследованием химического состава родниковых вод в зоне горизонтальной циркуляции и поверхностных дрен установлено, что дефицит их насыщения CaCO₃ в среднем 51,4%. Они активно растворяют карбонатные породы на стенках трещин, способствуя увеличению их гидрогеологической эффективности.

Регулировочные ресурсы карстовых вод, формирующиеся в весен-

ний период, полностью расходуется в летне-осеннюю межень, способствуя значительному увеличению модулей подземного стока по сравнению с зональным среднемесячным показателем (2,5—4,1 л/сек·км²). В районах карбонатного карста возрастание среднемесячных модулей стабильно. Превышение над зональным фоном здесь равно 3,7—4,6 л/сек·км². В районах сульфатного карста эта величина, по средне-многолетним данным, значительно ниже (1,5—2,2 л/сек·км²).

В период зимней межени превышение месячных модулей подземного стока над зональной величиной (1,9—2,4 л/сек·км²) в среднем составляет для районов карбонатного карста 2,4—2,9, сульфатного — 1,2—1,7 л/сек·км².

Таким образом, общее карстовое регулирование стока, проявляющееся в уменьшении модуля весеннего стока и возрастания подземного стока в меженные периоды [1, 7], более активно в районах карбонатного карста, чем в бассейнах, сложенных гипсами и ангидритами. Сравнительно малая коллекторская емкость сульфатных пород в зоне переходной циркуляции карстовых вод обусловила увеличение годовой амплитуды колебания уровня речных вод при незначительной эффективности берегового регулирования стока. Среднегодовое колебание уровня речных вод на замыкающих створах в районах сульфатного карста 2,6—3,8 м. Это в 1,8—2,7 раза выше, чем в бассейне р. Сарса (1,4 м при максимальном значении 2,0 м).

Регулирующая роль карста проявляется не только в увеличении водообильности пород по сравнению с зональным фоном, но и в пространственном распределении подземного стока, в характере разгрузки карстовых вод в поверхностные дрены и т. п. В изученных карстовых районах наибольшей водообильностью пород отличаются участки локальных тектонических поднятий, продолжающих унаследованное развитие на современном этапе. В районах карбонатного карста Уфимского плато модуль подземного стока на локальных поднятиях, достигающий 10—15 л/сек·км², в меженные периоды в 1,5—4 раза выше, чем в соседних районах, сложенных гипсами и ангидритами. На участках моноклинального залегания пород меженный подземный сток в изученных районах не превышал 0,5—1 л/сек·км².

Резкая концентрация подземных вод в сильнотрещиноватых зонах, чередование в долинах дренирующих рек узких водообильных зон с широкими практически безводными участками — характерные гидрогеологические особенности карстовых областей [3]. В карбонатных породах с высокой удельной трещиноватостью это выражено отчетливее, чем в районах распространения более пластичных сульфатных отложений.

В северной части Уфимского плато в долине р. Иргины средний дебит 25 крупных родников, выходящих из нижнепермских известняков, 90 л/сек, а в районе развития кунгурских гипсов и ангидритов (бассейн р. Ирени) дебит 47 таких родников равнялся 50 л/сек (летние межени 1967—1968 гг.).

Гидрогеологические исследования, проведенные на Уфимском плато, показали, что, несмотря на повышенную концентрацию трещинно-карстовых вод в известняках, средний модуль родникового стока в районах карбонатного карста (0,7 л/сек·км²) значительно ниже, чем на площади развития сульфатных отложений (2,3 л/сек·км²). Плотность родников, т. е. их среднее количество, приходящееся на 100 км², составило соответственно 5 и 14. Приведенные показатели свидетель-

ствуют о большей раскрытости стока в районах сульфатного карста и о преобладании скрытой подрусовой разгрузки подземных вод в районах, сложенных известняками и доломитами. Коэффициент раскрытости стока, т. е. доля родникового стока в общем подземном, на Уфимском плато составила: в районах карбонатного карста 0,16, сульфатного — 0,74 (летняя межень 1967—1968 гг.).

Таким образом, регулирующее влияние карста на формирование стока проявляется в увеличении водообильности пород, в более равномерном внутригодовом распределении стока, в неравномерном пространственном распределении его в связи с активным влиянием тектонических структур и разломно-блоковой тектоники на гидрогеологические процессы. Степень раскрытости стока — также следствие карстового регулирования.

Различия физико-механических и химических свойств карстующихся пород определили основные особенности регулирования стока в районах карбонатного и сульфатного карста.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. А. Балков. Влияние карста на сток рек европейской части СССР. Л., Гидрометеоздат, 1970.
2. Г. А. Максимович. Основы карстоведения, т. 1 и 2. Пермь, 1963, 1969.
3. Г. А. Максимович, Г. К. Михайлов, Б. А. Булдаков. Применение гидрогеологических методов поисков локальных тектонических структур в районах карбонатного карста. — Инженерные изыскания для строительства, сер. 5, 1968, № 12.
4. Г. К. Михайлов. Роль литологических условий в формировании подземного стока районов карбонатного и сульфатного карста Уфимского плато. — Гидрогеология и карстоведение, вып. 6. Пермь, 1975.
5. А. В. Турышев. Особенности подземного стока и разгрузки трещинно-карстовых вод северной части Уфимского плато. — Труды Ин-та геологии Урал. фил. АН СССР, 1962, вып. 62.
6. Л. А. Шимановский. Формирование и сток карстовых вод Уфимского плато. — Гидрогеология и карстоведение, вып. 3. Пермь, 1966.
7. В. С. Лукин. Особенности стока и карстового процесса в речных долинах Кунгурского района. — Специальные вопросы карстоведения. М., Изд-во АН СССР, 1962.

А. Д. БУРАКОВ

РОЛЬ ВЕРХНЕПАЛЕОГЕНОВЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ДВИЖЕНИЙ В РАЗВИТИИ КАРСТА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ УФИМСКОГО АМФИТЕАТРА

Карбонатные породы нижнего и среднего палеозоя, представленные известняками и доломитами, образуют между городами Н. Серги и Нязепетровском широкую полосу. В рельефе она выражена депрессией, которая обрамляется хребтами центрального Урала и увалами западного склона. Трещинно-карстовые воды в карбонатных породах дренируются р. Уфой и ее притоками — реками Сергой и Демидом. Интенсивность проявления современного карста возрастает от водоразделов к речным дренам.

На обнаженных склонах долины р. С. Шемахи описаны воронки выщелачивания с поперечником до 1—1,5 м и глубиной до 0,5 м. В бассейнах рек Серги, Демида, Кубы, Шемахи, Табуски широко распространены провальные воронки с поперечником до 70 м и глубиной до 40 м, в долинах рек и суходолов — карстово-суффозионные воронки. Над устьями трещин разгрузки в верхней части склонов долин Уфы, Серги, Шемахи и других найдены карстовые рвы. На правом склоне к р. Уфе выше устья р. Мельничной ров прослеживается на расстоянии 160 м.

Притоки рек Уфы и Серги, стекающие с Бардымского хребта, при вступлении в известняки поглощаются многочисленными воронками и понорами, превращаясь в суходолы (логи Федотов, Сухой и др.). Реки Сухая Шемаха и Громатуха на отдельных участках уходят под землю. Встречаются также слепые долины, заканчивающиеся карстовыми воронками.

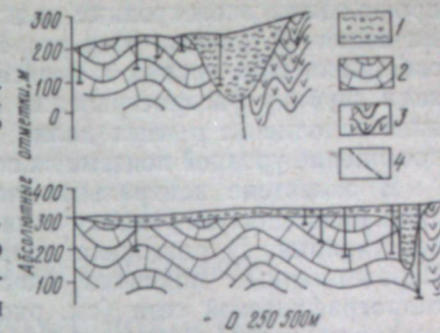
Подземные карстовые формы в плане и в вертикальном разрезе расположены неравномерно. Из 45 скважин, пройденных Уральской гидрогеологической экспедицией в нижнедевонских отложениях, 23 вскрыли полости с вертикальными размерами до 10 м. Большинство полостей тяготеет к верхней части водоносного горизонта. Отдельные полости вскрыты на глубине 170—180 м, крупная квернозность — до 250 м ниже уровня подземных вод.

В долинах рек Уфы и Серги насчитывается 4—5 этажей карстовых пещер, высота которых соответствует уровням четвертичных и неогеновых террас. Крупнейшие пещеры — Шемахинская (1,6 км) и Дружбы (0,4 км). Пещерные галереи имеют простирание, близкое к меридиональному и широтному. Пересекаясь, они образуют решетчатые лабиринты.

Наряду с поверхностными и подземными формами карста, связанными с современной речной сетью, на рассматриваемой территории

Рис. 1. Геологические разрезы Бардымского понижения.

1 — глины песчаные со щебнем коренных пород (Mz — Pg); 2 — рифогенные известняки (Д₁); 3 — кварцевые песчаники и фланиты (O₂ — O₃); 4 — линии тектонического контакта.



известны древние, погребенные формы. В зоне разлома вдоль Бардымского хребта на протяжении 60 км оконтурена буровыми скважинами погребенная депрессия шириной около 1 км и глубиной до 0,17 км (рис. 1). Эта депрессия, сформировавшаяся на контакте карбонатных и терригенных пород, заполнена рыхлыми мезозойскими и палеогеновыми отложениями. Они представлены разноцветными глинами и песками с обломками коренных пород и включениями бурого железняка.

Аналогичная депрессия меридионального простирания вскрыта между реками Сергой и Демидом, вдоль контакта верхнесилурийских и среднедевонских (терригенно-карбонатных) толщ.

Некоторые сведения о морфологии депрессий можно получить из описаний 25 месторождений железных руд, разрабатывавшихся в XIX и в начале XX века. Горные выработки на Старо-Замятинском и Николаевском месторождениях, расположенные в полосе известняков, имеют протяженность 0,4—0,5 км с севера на юг и до 0,1 км в широтном направлении при глубине, соответственно, 64 и 30 м. Выработки на Ложковском, Тезяковском, Кадниковском и Половинском месторождениях не превышают 50—80 м в длину при глубине до 35 м. Месторождения Ястребковские и Макаровское располагаются на контакте карбонатных и терригенных пород.

Если снять рыхлый покров, депрессии напоминают местами каньонообразные долины или цепи котловин, разделяющихся невысокими седловинами.

Древние погребенные формы карста в центральной части Уфимского амфитеатра формировались в мезозое и палеогене под влиянием древней гидрографической сети. Долинообразные понижения, вскрытые горными выработками, по-видимому, вмещали и древние водотоки.

А. П. Сигов в описываемой части западного склона Среднего Урала выделяет Демидскую и Сергинско-Уфимскую депрессию, развитие которых началось в юрском периоде (А. П. Сигов. Геоморфология Урала. — «Геология СССР», т. 12, ч. I, кн. 2. М., «Недра», 1969). В течение мезозоя и палеогена

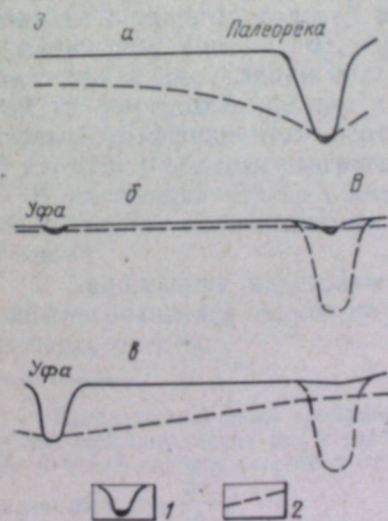


Рис. 2. Положение базиса эрозии (1) и уровня подземных вод (2):

а — в юре; б — в олигоцене; в — в голоцене.

происходили многократные поднятия и опускания земной коры. Во время поднятий древние реки углубляли долины. Подземные воды приспосабливали свои уровни к базисам дренирования (рис. 2, а) и увеличивали глубину распространения карста. В периоды опусканий происходило заполнение речных долин и карстовых впадин и, соответственно, повышение уровней подземных вод.

В палеогене центральная часть Уфимского амфитеатра представляла приподнятую равнину с низкими водоразделами меридионального простираия. В олигоцене начинается новейший тектонический этап. Неравномерные поднятия способствовали зарождению современной гидрографической сети (см. рис. 2, б). Древние реликтовые водотоки оказались выше уровня подземных вод и превратились в быстро исчезающие старичные озера и болота. С верхнего палеогена р. Уфа и ее притоки расчленили поверхность амфитеатра на глубину 135—140 м (см. рис. 2, в). В долинах рек появились 4—5 террас. Сформировался современный карстовый рельеф.

Таким образом, в развитии карста с мезозоя можно выделить два этапа. Верхнеолигоценые тектонические движения определили начало нового этапа, который характеризуется менее крупными и, по-видимому, качественно иными формами карстового рельефа.

Ю. Е. ЛОБАНОВ, С. И. ГОЛУБЕВ, А. Ф. РЫЖКОВ

МОРФОГЕНЕЗ КАРСТОВЫХ ПОЛОСТЕЙ

Карстовые полости чрезвычайно разнообразны по форме, размерам и расположению в пространстве [1—3]. Пока спелеология не позволяет связать эти характеристики с образованием полостей. По-видимому, основные очертания плана и продольного профиля (макроморфология) полости закладываются на самой ранней стадии развития, называемой Г. А. Максимовичем [4] трещинной и наименее изученной. Опубликованные сведения о превращении первичной трещины в полость противоречивы. Многие авторы полагают, что трещина в карстовом массиве может расширяться при фильтрации воды вследствие растворения стенок, другие категорически отрицают эту возможность, допуская закарстование первоначально закрытых трещин лишь при раскрытии их вследствие механической разгрузки массива [5] или благодаря эффекту коррозии смешивания на глубине массива при встрече насыщенных вадозных и фреатических вод [6].

В морфогенетических классификациях [7, 8] все полости зоны активного водообмена по гидродинамическому принципу делятся на два основных типа, названные нами озерным и речным. Полость речного типа в зрелой стадии является руслом изолированного водотока, движущегося от понора к дрене со скоростью 10—10³ м/ч. Большинство карстовых полостей относится именно к этому типу (в Башкирии около 80%). Указанные концепции не объясняют морфологических особенностей полостей, из которых можно выделить следующие: а) меандрирование пещерных галерей в зоне нисходящей и горизонтальной циркуляции вод (рис. 1, а); б) образование каскадов колодцев в зоне нисходящей циркуляции вод (см. рис. 1, б); в) присутствие в одной и той же карстовой системе в зоне нисходящей циркуляции полостей с разным коэффициентом вертикальности¹ — от 0 до 1 (см. рис. 1, а); г) наличие в области разгрузки восходящих источников.

В настоящей статье обосновывается концепция спелеоморфогенеза, объясняющая перечисленные особенности. Основные ее положения следующие:

1. Зарождение карстовых полостей при коррозионном расширении инфильтрующейся водой не самих трещин, а каналов, образованных их пересечением.

¹ Предлагаемый нами коэффициент вертикальности B характеризует полости зоны нисходящей циркуляции вод и рассчитывается как отношение суммы глубин h_i колодцев к общей глубине полости h от понора до подземной дрены зоны горизонтальной циркуляции: $B = \frac{\sum h_i}{h}$.

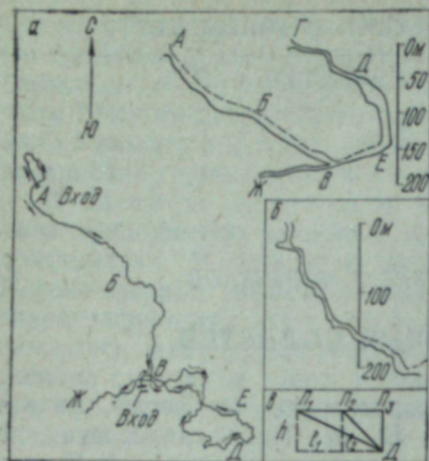


Рис. 1. План и продольный профиль пещеры Географическая (а) и профиль шахты Осенняя (б) хр. Алек, а также схема продольных профилей (в) карстовых полостей зоны нисходящей циркуляции вод при различном удалении поноров (П) от дрены (Д).

2. В карстовую систему речного типа превращается совокупность каналов, обладающих минимальным гидродинамическим сопротивлением на участке понор-дрена.

Наш метод доказательства заключается в выявлении следствий, вытекающих из предлагаемой модели, и сопоставлении их со спелеологическими наблюдениями.

Правомерность первого тезиса концепции можно обосновать такими фактами: а) карстовые воронки, а также стволы шахт и колодцев всегда приурочены к пересечению тектонических трещин; б) галереи пещер обычно находятся на пересечении вертикальных трещин и трещин напластования; в) в пещерах, образовавшихся в карбонатных породах, в гипсах и ангидридах, интенсивный капез обычно отмечается в местах пересечения тектонических трещин [8], что говорит о более высокой водопроницаемости каналов, образованных пересечением трещин в сравнении с самими трещинами; г) микроформы в виде тонких длинных каналов во вмещающих породах давно наблюдались в пещерах [9].

Какие же трещины и образованные ими каналы могут превратиться в карстовые полости? При исследовании трещиноватости карстующихся пород в обнажениях наблюдается почти непрерывный спектр трещин [10, 11]. Однако в карстовые полости превращаются трещины лишь определенных рангов. Изучение обширного спелеологического материала по различным карстовым районам, а также поверхностных и подземных форм «голового» типа карста массива Фишт на Кавказе позволило выявить в карбонатных массивах три группы «пещерообразующих» трещин: а) вертикальные литогенетические, чередующиеся через 1,5—1,7 м, а также трещины напластования; б) субвертикальные тектонические с интервалом 10—20 м, значительной протяженностью и глубиной 100—1000 м; в) тектонические наклонные (под углами 40—60° к горизонту), весьма протяженные трещины скола с расстоянием между ними до 100 м.

Трещины первых двух групп повсеместно распространены. Поэтому в массиве до начала активного карстования имеется густая трехмерная сеть каналов, образованных пересечением тектонических и литогенетических трещин. Назовем эти каналы вертикальными (при углах 60—90° к горизонту), наклонными (20—60°) и горизонтальными (0—20°, рис. 2). Вертикальный канал может превратиться в колодец или шахту.

Второй тезис концепции вытекает из того обстоятельства, что скорость коррозии стенок узких трещин (0,1 мм и более) в известняках пропорциональна 5—6-ой степени линейной скорости фильтрации воды [12, 13]. Рассмотрим морфологию карстовых полостей речного типа,

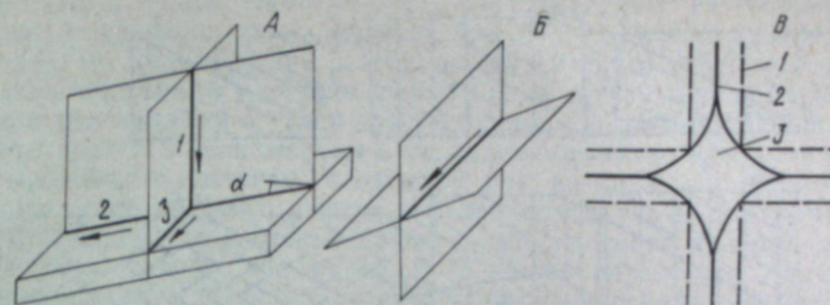


Рис. 2. Схемы образования каналов при пересечении трещин.

А — вертикальных тектонических и трещин напластования (1 — вертикальный, 2 — наклонный, 3 — горизонтальный каналы); Б — вертикальной и наклонной тектонических трещин (наклонный канал); В — схема образования вертикального канала (1 — первоначальное положение стенки блока, 2 — положение стенки блока после развития пластической деформации, 3 — вертикальный канал).

образующихся в зонах нисходящей и горизонтальной циркуляции вод в слоистых карбонатных породах в сфере влияния подземной и (или) поверхностной дрены. Если допустить, что все трещины массива одинаковы, то для моделирования карстовых полостей можно использовать чисто геометрические построения.

Тип полости существенно зависит от соотношения между превышением понора над дренай (h) и горизонтальным расстоянием между понором и дренай (l), на что спелеологи не обращали необходимого внимания (см. рис. 1, в). В соответствии с первым положением модели рассмотрим изолированный ступенчатый водоток на участке понор — дрена, формирующий карстовую полость речного типа. При данном угле падения горных пород (α) возможны три соотношения между величинами h/l и tg α, соответствующие различным морфологическим типам полостей (рис. 3, а — в).

1. $h/l = \text{tg } \alpha$. Наименьшим гидродинамическим сопротивлением обладает наклонный канал, соединяющий понор (П) и дренай (Д). Протяженность профиля пещеры по основному ходу в этом случае $d = \sqrt{l^2 + h^2}$. Примером этого немногочисленного класса полостей может быть пещера Ключ в Башкирии [14].

2. $h/l > \text{tg } \alpha$. Наклонный канал, начинающийся у понора, в районе дрены окажется над ней. Следовательно, понор и дренай могут быть соединены полостью лишь при наличии в ней каскада колодцев, углубляющих ее до уровня дрены. Протяженность профиля полости будет $d = \sum h_i + l \text{tg } \alpha$. При постоянной плотности вертикальных каналов в массиве глубина колодцев h_i тем больше, а их количество тем меньше, чем больше значение h/l, т. е. с ростом l уменьшается высота отдельных ступеней. Величина l определяет также коэффициент вертикальности. Так, для двух близко расположенных полостей в Кутукском урочище [14, 15] эти характеристики равны: $B = 0,07$ при $l = 560$ м (Кутукская-4) и $B = 0,85$ при $l = 70$ м (Сумган-Кутук), а для двух входных галерей пещеры Географической (см. рис. 1) $B = 0,83$ при $l = 215$ м и $B = 0,69$ при $l = 15$ м. Следовательно, шахты с повышенным коэффициентом вертикальности концентрируются вдоль подземной дрены. Рассмотренный случай характерен для многочисленных шахт в горных областях.

3. $h/l < \text{tg } \alpha$. В этой обстановке образуются наклонные пещеры без колодцев. Линия наименьшего гидродинамического сопротивления ле-

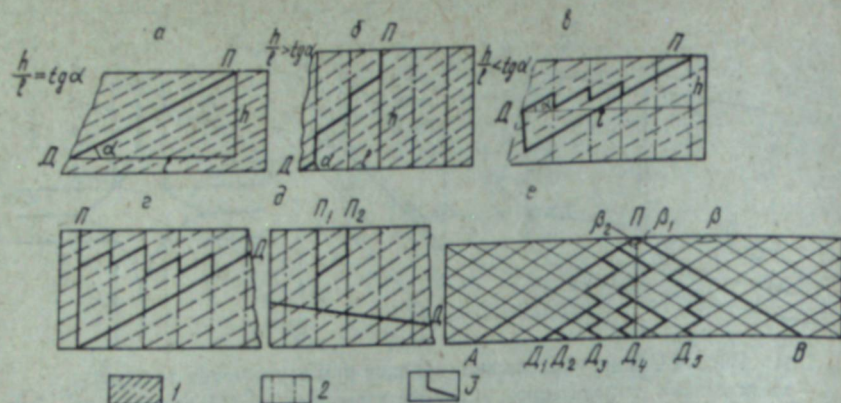


Рис. 3. Схемы обстановок образования полостей в наклонно залегающих карбонатных породах:

а—в — при совпадении падения пластов и направления подземного стока от понора (П) к дрены (Д); г—д — при несовпадении этих направлений (1 — канал напластования, 2 — вертикальный канал, 3 — зародыш карстовой полости); е — схема образования меандрирующих галерей (объяснение в тексте).

жит выше наклонного канала, начинающегося у понора. Здесь возможны два варианта. По первому «подъем» пути понор — дрена происходит за счет использования вертикальных каналов и последовательного перехода по ним в вышележащие пласты. Ступенчатая линия первичного канала, вероятнее всего, будет «стерта» при последующем превращении его в коррозионно-эрозионную полость. Во втором варианте полость по наклонному каналу углубляется ниже дрены и заканчивается восходящим напорным источником. Рассматриваемый случай соответствует полостям зон горизонтальной и сифонной циркуляции вод.

Чаще всего в карстующемся массиве сток направлен в сторону падения вмещающих пород. Однако нередко эти направления и не совпадают, угол между ними может достигать 180° . Можно представить схему развития полости, как показано на рис. 3 (г). Первый и второй варианты равновероятны, третий соответствует пещере Шумиха на реке Ай [16]. Наименьшим гидродинамическим сопротивлением чаще обладают наклонные и горизонтальные каналы. Примером служит карстовая система массива Фишт и известная пещера Смолинская на Урале [15]. Наклонные и горизонтальные каналы могут быть использованы при проработке как горизонтальных пещер речного типа, так и шахт (вместе с вертикальными каналами; см. рис. 3, д). На рис. 3, е дана плановая проекция пласта, падающего по направлению от понора П к линейной дрены АВ, в качестве которой может быть подземная либо поверхностная река. Для простоты взята обстановка, соответствующая первому варианту. Тонкими линиями показаны следы вертикальных трещин, секущих пласт, т. е. каналы, образованные пересечением вертикальных трещин с трещинами напластования. Наиболее вероятные углы пересечения трещин в известняках, по нашим наблюдениям, 60° и 120° . Положим, что понор точечный, движение разрешено только по каналам напластования, а разгрузка возможна в любой точке дрены. Восстановим перпендикуляр от линии дрены к точке П. Он разобьет угол β , образованный каналами напластования, на β_1 и β_2 ($\beta_2 \geq \beta_1$). Можно геометрически показать, что внутри треугольника с углом при П, равным максимум $2\beta_1$, любые нисходящие ломаные линии, идущие по каналам напластования, минимальны и равны между собой:

$ПД_1 = ПД_2 = \dots = ПД_n$. Протяженность участка дрены, на котором разгружаются «равноправные» каналы, при $\beta = 120^\circ$ меняется в широких пределах: от $\Delta Д = 1,65l$ при $\beta_1 = 60^\circ$ до $\Delta Д = 0$ при $\beta_1 \leq 30^\circ$. Это значит, что, если все каналы идентичны, то в общем случае внутри рассматриваемого треугольника с углом при П, равном $2\beta_1$, имеется набор равноправных путей с минимальным гидродинамическим сопротивлением. Из изложенного вытекает следующее: а) возможность превращения того или иного канала в пещеру определяется случайными причинами; б) из общих предположений следует, что пещерная галерея должна «меандрировать»; в) при малых α (в общем случае при малых h/l) в полости должны быть ветвления бифуркационного типа за счет одновременной или последовательной проработки нескольких «параллельных» галерей. Эта особенность действительно характерна для пещер с подземной рекой зоны горизонтальной циркуляции вод (например, пещера Красная в Крыму). В отдельных случаях пещера приобретает черты лабиринтовой полости, как, например, система Хельлох [6]. Меандровый характер галерей отличает лабиринты речного типа от лабиринтов озерного, у которых галереи всегда прямые. При значительных α (или h/l) скорость врезания подземного потока в массив может превышать скорость проработки «параллельных» путей фильтрации во фреатической стадии. Поэтому образовавшаяся галерея оказывается единственной на участке понор — дрена (см. рис. 1). Это характерно для наклонных пещер зоны нисходящей циркуляции вод.

Предлагаемая модель спелеоморфогенеза приводит к ряду подтверждающих следствий. Ею удовлетворительно объясняется совокупность основных черт карстовых полостей речного типа в зоне активного водообмена.

Возникает вопрос, почему в канале на пересечении трещин вода не насыщается бикарбонатом на большом протяжении, тогда как в самой трещине этот процесс заканчивается на первых метрах. Вероятно, это связано с различиями в их размерах. Если принять, что под действием сил тяжести возможно развитие пластических деформаций в блоке, ограниченном сбоку первоначально раскрытыми трещинами, то можно ожидать смыкания их стенок. Ясно, что деформируемость блока около ребра много меньше, чем на грани, и это может вести к более длительному сохранению в этом месте первоначального раскрытия трещины.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. Н. Дублянский, Ю. И. Шутков. Коррозионно-эрозионные полости горного Крыма.— Пещеры, вып. 12, 13. Пермь, 1972.
2. Г. А. Максимович. Основы карстологии, т. 1 и 2. Пермь, 1963, 1969.
3. Г. А. Максимович, Г. Н. Папарина, Т. Н. Анкина. Опыт типизации и морфометрической характеристики пещер карбонатного карста Пермской области.— Пещеры, вып. 8, 9. Пермь, 1970.
4. Г. А. Максимович. О стадиях развития горизонтальных карстовых пещер в карбонатных отложениях.— Пещеры, вып. 7, 8. Пермь, 1969.
5. Д. С. Соколов. Основные условия развития карста. М., Госгеолтехиздат, 1962.
6. Н. А. Гвоздецкий. Проблемы изучения карста и практика. М., «Мысль», 1972.
7. Ю. Е. Лобанов. Крупнейшие пещеры Урала и Приуралья.— Пещеры, вып. 14, 15. Пермь, 1974.
8. А. Н. Сабуров, Э. В. Гольянов, В. Н. Танасийчук. Подземный карст Пинево-Северодвинской карстовой области.— Пещеры Пинево-Северодвинской карстовой области. Л., 1974.

9. J. H. Bretz. Vadose and phreatic features of limestone caverns.—J. Geol., 1942, vol. 50, N 6.

10. А. С. Новикова. О трещиноватости осадочных пород восточной части Русской платформы.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1951, № 5.

11. М. В. Рац, С. И. Чернышев. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М., «Недра», 1970.

12. Е. М. Абашидзе. Растворимость глауконитовых известняков в связи с развитием карста в Шаорской карстовой области. Автореф. канд. дисс. Тбилиси, 1967.

13. A. C. Swinnerton. Origin of limestone caverns.—Bull. Geol. Soc. Amer. Baltimore, 1932, vol. 43.

14. С. И. Голубев, Ю. Е. Лобанов, С. И. Труба, Т. Д. Новикова, М. Т. Загидулли. Пещеры Кутукского урочища в Башкирии.—Пещеры, вып. 16. Пермь, 1976.

15. Ю. Е. Лобанов, В. О. Шенетов, В. В. Илюхин, Г. А. Максимович, В. П. Костарев. Пещеры Урала. М., «Физкультура и спорт», 1971.

16. А. Д. Григорьев, Ю. Е. Лобанов, С. И. Голубев, Н. М. Суховий, Э. И. Афанасиади. Пещера-источник Шумиха.—Гидрогеология и инженерная геология Урала. Свердловск, 1977.

К. А. ГОРБУНОВА

ГИДРАТАЦИЯ АНГИДРИТА И СОПУТСТВУЮЩИЕ ЕЙ ЯВЛЕНИЯ

По мнению ряда исследователей [1—4], сульфатные отложения в галогенных морских формациях с момента осадконакопления до выхода на поверхность претерпевают изменения: гипс-ангидрит-гипс. Отложение сульфата кальция в древних водоемах происходило в форме гипса. После захоронения в зонах повышенных давлений и температур гипс превращается в ангидрит. Таким образом, ангидриты представляют продукт вторичной дегидратации гипса.

В дальнейшем при поднятии ангидриты попадают в зону выветривания, гидратируются, преобразуясь в гипс. Термодинамические расчеты позволили определить глубину возможного существования гипса, которая зависит от геотермического градиента, состава подземных вод и соотношения литостатического и гидростатического давления [5]. Обычно она 150—200—300 м. А. Н. Заварицкий [6] приводит случай выхода ангидрита в основании обрыва, высота которого достигает 80—140 м. В Шорсуйском районе (Средняя Азия) ангидриты местами выходят на поверхность. В районе с. Усть-Кишерть Пермской области в отложениях поповской свиты ангидрит с включениями гипса вскрыт скважинами на глубинах 33,5; 48; 61,8; 58,5; 57 м [7].

По данным Ю. А. Косыгина [8], гипс встречается на глубинах до 150—300 м. В Актюбинской области в естественных обнажениях описан только гипс. Те же слои, вскрытые скважинами на глубине 400—600 м, содержат ангидрит. Подобные глубины гипсо-ангидритовой границы выявлены бурением в Эмбенской области, в Башкирии, в Чусовских городках. В последнем районе гипсо-ангидритовый раздел прослеживается на глубинах 210—265 м, причем имеются отклонения в интервале от 94 до 360 м. Мощность зоны гипсования зависит от тектонических условий, достигая на поднятиях 700 м [1]. В Восточной Сибири в районе соляной тектоники почти полная гидратация ангидрита наблюдалась на глубине до 850 м [9]. Ангидриты в отложениях нижней перми Токмовского свода Русской платформы подвергаются гипсотизации на глубинах 35—350 м. В районе Дзержинска на глубинах 570—760 м в зоне рассолов (210—230 г/л) в отложениях нижнего карбона и верхнего девона залегают чередующиеся гипсы и ангидриты.

На природу гидратации ангидрита имеется две точки зрения. Ряд исследователей считают, что превращение ангидрита в гипс сопровождается увеличением объема. Ю. А. Косыгин [8], исходя из реакции гидратации ($\text{CaSO}_4 + 2\text{H}_2\text{O} = \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), допускает увеличение объема от 54 до 61%. А. Н. Заварицкий [6] приводит цифру

30—40%, Б. П. Кротов [10] 61%, Я. К. Писарчик [9] 64,9%, Д. Х. Ньюланд [11] 35—40%, Г. Брюн [12] 30—58%. В природных условиях наблюдается меньшее увеличение объема породы за счет удаления части CaSO_4 подземными водами. Другие исследователи [13, 14] считают, что гипсотизация протекает без изменения объема исходной породы.

С. И. Парфенов [14] по результатам изучения сульфатных пород нижней перми северного склона Токмовского свода Русской платформы делает вывод о том, что гипсотизация — типичный метасоматический процесс, протекающий при неизменном объеме, а гипс — продукт частичного растворения ангидрита, вынесенные части которого замещены кристаллизационной водой. Давление кровли не препятствует гипсотизации. Ангидриты подвергаются гипсотизации на глубинах 35—350 м сверху, снизу и вдоль доломитовых прослоев гипсо-ангидритовой толщи. Химизм гипсотизации изучался путем анализа пород Павловского месторождения. Гипсовые породы резко отличаются от исходных ангидритов по содержанию хлор-иона. Гипсы в окрестностях Дзержинска содержат около 0,0015 вес% (на закарстованных участках до 0,0005%) хлор-иона по сравнению с 0,010 вес% в ангидритах. Объемная пористость у гипсов и ангидритов совпадает (10%). Очевидно, низкое содержание хлор-иона в гипсах — результат выноса этого аниона из породы при гипсотизации.

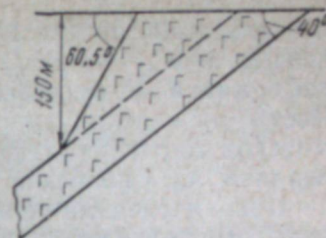
Гипсы — своеобразные остатки частичного растворения ангидритов. Избыточный против исходного объема ангидритовой породы сульфат кальция в процессе гипсотизации, по-видимому, остается растворенным в подземных водах и выносится.

Таким образом, гидратация зависит от многих факторов: геологических, гидрогеологических, особенно гидродинамических и климатических [15]. В условиях достаточного и избыточного увлажнения ангидриты, попадающие в зону активного водообмена, подвергаются гидратации, которая идет одновременно с растворением. В данном случае гидратация аналогична метасоматическому процессу и не сопровождается (за счет растворения части гипса) увеличением объема породы.

В условиях недостаточного увлажнения гидратация ангидрита протекает практически без растворения, препятствующего возрастанию объема, что при благоприятной глубине залегания породы приводит к деформациям вышележащих пород. Необходимо учитывать сопутствующие процессы, в частности десульфатизацию сульфатных вод, идущую с выделением сероводорода. При гидратации в связи с увеличением объема породы возникает добавочное давление. Если оно превышает внешнее давление, контактирующие с гипсами породы деформируются. По Ю. А. Косыгину [8], при глубинах 75—300 м, до которых идет гидратация, давление пород при их среднем удельном весе 2,5 составит около $19-75 \text{ кг/см}^2$. На глубинах около 300 м давление, возникающее при гидратации, не превышает внешнего давления, и гидратация идет без увеличения объема за счет кристаллизации гипса в полостях и трещинах, выщелоченных подземными водами. Ю. А. Косыгин [8] принимает глубину гипсо-ангидритового раздела 150—200 м за глубину, до которой может происходить гидратация с увеличением объема и деформацией контактирующих с гипсами пород.

Деформации, вызванные гидратацией, проявляются в увеличении мощности пластов гипсо-ангидритовых пород, в образовании куполо-

Схема увеличения объема гипса в головной части пласта, по Ю. А. Косыгину [8].



видных поднятий и бугров вспучивания, в пloyчатости и складкообразовании слоистых гипсов и контактирующих с ними пород, возникновении трещин, микросбросов, брекчировании вышележащих или переслаивающихся с гипсами пород.

Деформации моноклиналино залегающих пластов гипса кунгурского яруса описаны Ю. А. Косыгиным [8] на крыльях антиклиналей в Актюбинской области. Они являются результатом увеличения объема при гидратации вблизи земной поверхности пластов, первоначально состоявших из ангидрита. На рисунке показаны деформации, которые испытывает часть ангидрито-гипсового пласта, при условии, что максимальная глубина, на которой происходит гидратация с увеличением объема (на 60%), 150 м.

На западном крыле антиклинали по р. Б. Грязнушке на известняк, угол падения которого 50° , согласно налегает пласт гипса мощностью 33,5 м. В нижней части слоя гипс сохраняет элементы залегания известняка, в верхней — приобретает более крутые углы падения, становится гофрированным и образует изгибы с длиной волн 2—3 м. Вблизи кровли гипс местами залегает вертикально. По р. Чилим-Сай на известняк (угол падения 60°) налегает гипс мощностью свыше 20 м, в верхней части гофрированный. В урочище Жермай, где р. Табантал прорезает крыло антиклинали, на известняки (угол падения 45°) налегает гипсоносный комплекс кунгура мощностью 120 м, который перекрывается глинами и песчаниками с углами падения также 45° . В линзе гипса мощностью свыше 30 м, обнажающейся по берегу реки, наблюдается антиклинальный изгиб, не повторяющийся в выше- и нижележащих слоях. Вблизи подошвы гипс падает под углом 45° , вблизи кровли углы падения достигают $70-80^\circ$. В осевой части антиклинального перегиба видны следы растяжения. Трещины растяжения, перпендикулярные к напластованию, выполнены крупнокристаллическим и волокнистым гипсом. В кровле гипса наблюдаются сбросы с углами падения $35-50^\circ$ и амплитудой 1—2 м.

В ядрах антиклинальных складок пласты обычно круто поставлены, гофрированы. В ядре Исетской антиклинали встречаются сложные складки в глинах, перемятость, гофрировка и разрывы в гипсах. Интересны деформации волокон селенита в гипсовой пачке, указывающие направления перемещения соседних пластов гипса.

В гипсах возникают различные типы гофрировки в виде изгибов (длина волны от нескольких миллиметров до десятков сантиметров), не выходящих за пределы слоя или пропластка. Локальность изгибов, отсутствие связи с общей тектоникой позволяют считать их результатом гидратации. Гофрировка встречается и в вышележащих породах. В. К. Бабков [16] указывает на пloyчатость доломитов в кровле гипсов кунгурского яруса в долинах р. Бабки и Сылвы в Пермской области.

Гипсовая тектоника изучена в девонских отложениях Норильского соленосного района на крайнем северо-западе Сибирской платформы. Здесь местами наблюдается мелкая гофрировка, реже складчатость

пластов тонкого переслаивания сульфатно-карбонатных пород, заключенных между мощными карбонатными слоями, не подвергнутыми деформации. Реже зафиксированы раздувы сульфатных пластов [17]. Часты проявления гипсовой тектоники в основании разреза оленчинской свиты среднего и верхнего кембрия в пределах Вельминской впадины на Сибирской платформе [18].

При гидратации мощности гипсо-ангидритовых пластов увеличивается, что приводит к поднятию вышележащих пород в виде купола. В вышележащих породах на контакте с гипсом проявляется мелкая складчатость. Куполовидное поднятие гипса верхнеангарской подевиты выявлено бурением на Заларинском месторождении гипса в Южном Приангарье [19]. В. С. Лукиным [20] подобные же структуры обнаружены в разрезах Бабкинского, а А. А. Спасским [21] — Ергачинского карьеров в Пермской области. А. Н. Заварицкий [6] описал образование складок в породах над гипсами. В Кютингдинском грабене (Верхоянский хребет) к контактам девонских гипсов приурочены небольшие дисгармоничные складки в песчаниках [17].

Складчатость слоев гипса, частично раздробленных, детально исследована на Уфимском косогоре в Башкирии [22, 23]. Брюн [12] приводит фотографию складок в гипсах с полостями в сводах, образовавшихся при гидратации, северо-западнее Корна в Оклахоме. М. А. Котцов [24] наблюдал складки гидратации в гипсах в пещерах Беломорско-Кулойского плато.

Ряд авторов описывают гипсовые бугры вспучивания, полые внутри. По данным А. С. Кесь [25], они встречаются в местах выхода на поверхность ангидритов в пустынях Средней Азии. В условиях горизонтального залегания слой гипса, образующийся за счет гидратации, приобретает куполовидную форму не выше 0,5 м. Если обнажается узкая полоса гипса, появляется узкий пустой валик. Иногда такие валики состоят из разбитых трещинами приподнятых и прислоненных друг к другу глыб гипса. Подобные формы имеются на абразионных террасах Сарыкамыша.

Бугры вспучивания изучены Н. П. Юшкиным [26] на Алебастровых о-вах Новоземельского архипелага, где ангидритовая толща нижнего карбона подвергается интенсивной гипергенной гипсофикации с формированием горизонтальнослоистой «гипсовой шляпы» мощностью 2—3 м. Бугры имеют внутри пещерообразные полости. Небольшие пещерки, возникающие в ядрах складок при гидратации, описаны и другими исследователями [27].

Брекчиеобразование в породах, залегающих в кровле или в толще ангидрита, происходит под влиянием давления, возникающего при гидратации. Ю. А. Косыгин [8] выделяет два типа брекчиеобразования при гидратации ангидрита.

1. Брекчиеобразование вследствие механического воздействия гипсов на покрывающие породы. Примером служит обнажение в урочище Жермай (Актюбинская область), где снизу вверх залегают:

	Мощность, см
Гипсы, слоистые, в кровле с мелкой гофрировкой и изгибами:	
Брекчия, мощностью 27 м; остроугольные обломки (до 15 см) плотной глины, песчаника и гипса беспорядочно включены в глинистый цемент.	30
Песчаная глина в виде мозаичной брекчии	90
Слоистая, слегка гофрированная глина	90

Разбитый трещинами прослой песчаника; обломки слегка смещены и повернуты	20
Мергель, раздробленный до состояния мозаичной брекчии	30
Глина в нижней части с обломками мергеля, в верхней части сильно смятая	60
Глина с прослоями песчаника, переломанного до мозаичной брекчии . .	150
Песчаник, раздробленный до состояния брекчии растрескивания .	

Выше залегают слои, не подвергшиеся дроблению.

Степень деформации слоев зависит от механических свойств породы. Глинистые слои гофрировались, менее пластичные песчаники и мергели раздроблялись до состояния брекчий.

2. Кристаллизационные брекчии. При чередовании ангидрита с глинами, песчаниками и другими породами гидратация сопровождается дроблением прослоев этих пород и заполнением пространства между обломками гипсом. Кристаллизационные брекчии относятся к щебеночным (обломки смещены, но тесно соприкасаются). Ю. А. Косыгин [8] обнаружил такие брекчии на антиклинальных структурах в Актюбинской области. Они состоят из остроугольных обломков глины, песчаника и мергеля от нескольких миллиметров до 2 см, разделенных промежутками в 1—2 см. Цемент состоит из глины и гипса в виде отдельных кристаллов, небольших друз или сплошной спаянной решетки кристаллов, заполняющих все пространство между обломками. Брекчии залегают в виде слоев, линз, гнезд. Степень дробления на всем участке одинакова. На Борлинской антиклинали глинисто-песчаная гипсоносная толща мощностью 125 м местами полностью превращена в брекчию, однородную на всем протяжении.

Брюн [12] изучил деформации надгипсоносных пород, сопровождающиеся взрывами (апифтами) в районе распространения пермских гипсов в штатах Техас, Оклахома и Нью-Мексико. В условиях сухого климата гипсы залегают на глубине менее 30 м, гипс и ангидрит в интервале 30—150 м и ангидрит — глубже 150 м. Автор допускает, что объем породы при гидратации увеличивается от 30 до 58%, а давление достигает 20—600 кг/см².

В июне 1948 г. в русле р. Кикепу вблизи г. Пойнт Рок (Техас) произошел взрыв, сопровождавшийся гулом. Зона раздробленных известняков, слагавших поверхность, протягивалась на 300 м вдоль русла и имела высоту около 3 м над его дном. После взрыва ощущался запах сероводорода, а вода в русле приобрела сульфатный состав.

В 1954 г. севернее Морана (Техас) при взрыве в русле р. Дип Крик было выброшено облако пыли с обломками породы. Нарушенная зона имела длину около 300 м и высоту 6 м. В сентябре 1955 г. подобный взрыв был зафиксирован около Новайса (Техас) вблизи двух нефтяных скважин. Разрушенный участок подковообразной формы занимал площадь 90×150 м и возвышался на 5,5 м. В апреле 1961 г. из раскрывшихся трещин на дне пруда юго-западнее Боллингера в течение нескольких месяцев выделялся газ.

Все эти деформации наблюдались западнее выходов известняков и глинистых сланцев с пластами ангидрита и гипса. Почти все взрывы происходили под водоемами, а взрыв около Новайса был вызван, вероятно, введением воды в пласт при бурении нефтяных скважин. Бурение многочисленных скважин позволило установить связь деформаций с определенной глубиной залегания ангидрита. Водохранилища создают условия для проникновения воды по трещинам к пластам ангидрита, что является причиной активной гидратации. Увеличение объе-

ма и возникающее при этом давление ведут к деформациям вышележащих пород.

Вспучивание и набухание ангидрита при гидратации может быть причиной различных деформаций сооружений. М. Жинью и Р. Барбье [28] описывают случай внезапного откалывания плоских обломков породы на участке туннеля Тинз на р. Вар между Ниццей и Пюже-Тенье, пройденного в ангидритах. Быстрое набухание ангидрита, который был использован для облицовки, явилось причиной обрушивания старого дорожного туннеля под перевалом Галибье в Верхних Альпах.

Отмечен ряд случаев подъема дна туннеля на участке, сложенном гипсом, ангидритом и аргиллитом, в районе Штутгарта [29]. Предполагают, что подъем дна обусловлен набуханием ангидрита и коррензита при гидратации под влиянием вод, разгружающихся в основании туннеля. Подъем дна составляет от нескольких сантиметров до 5 м, что определяется положением ангидрита и гипса в разрезе, гидрогеологическими условиями, степенью нарушения пород и способом крепления туннеля. Там, где возможно это явление, необходимы специальные инженерно-геологические изыскания.

Гидратация ангидрита — причина различных нарушений: складчатых и разрывных в гипсо-ангидритовых и контактирующих с ними породах. Гидратация часто предшествует карстообразованию или протекает одновременно с ним. Нарушения, возникающие при гидратации, активизируют карст. Они оказывают влияние на возводимые сооружения.

При инженерно-геологических исследованиях в районах развития ангидритов необходимо учитывать не только возможность активизации карста, но и быстрое протекание гидратации ангидрита и возникновение сопутствующих ей нарушений пород.

ЛИТЕРАТУРА

1. Н. М. Страхов. Основы теории литогенеза, т. 3. М., Изд-во АН СССР, 1962.
2. П. М. Мурзаев. К вопросу о генетических соотношениях гипса и ангидрита.— Зап. Всеросс. минерал. о-ва, сер. 2, 1947, ч. 75, вып. 4.
3. R. C. Murgay. Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite.— J. Sedimentary Petrology, 1964, vol. 34, N 3.
4. В. П. Зверев. Гидрогеохимические исследования системы гипсы — подземные воды. М., «Наука», 1967.
5. G. S. Macdonald. Anhydrite-gypsum equilibrium relation.— Amer. J. Sci., 1953, N 12.
6. А. Н. Заварицкий. Гипс и ангидрит села Охлебинина.— Изв. Геол. комитета, 1924, т. 43, № 7.
7. К. А. Горбунова. Особенности гипсового карста. Пермское кн. изд-во, 1965.
8. Ю. А. Косыгин. Соляная и гипсовая тектоника Актюбинской области.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1940, вып. 1.
9. Я. К. Писарчик. Гипсы и ангидриты.— Справочное руководство по петрографии осадочных пород, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1958.
10. Б. П. Кротов. О гипсе и ангидрите в верхних горизонтах казанского яруса в окрестностях г. Казани.— Зап. Всеросс. минерал. о-ва, сер. 2, 1926, ч. 55.
11. D. H. Newland. Geology of gypsum and anhydrite.— Econ. Geol., 1926, N 6.
12. G. Brune. Anhydrite and gypsum problems in engineering geology. California, 1964.
13. M. I. Goldman. Deformation, metamorphism and mineralization in gypsum-anhydrite cap rock Sulphur Solt Dome Louisiana.— Geol. Soc. Amer. Mem., 1952, vol. 50.
14. С. И. Парфенов. Особенности гипсотизации ангидритов.— Литология и полезные ископаемые, 1967, № 3.

15. К. А. Горбунова, Е. Г. Максимович. Эпигенетические деформации в гипсо-ангидритовых толщах.— Гидрогеология и карстоведение, вып. 7. Пермь, 1975.
16. В. К. Бабков. К геолого-петрографической характеристике нижеказанских отложений Пермско-Кунгурского района.— Уч. зап. Пермского гос. ун-та, 1937, ч. 1.
17. Г. С. Фрадкин, М. К. Калнико, В. В. Меннер, Л. М. Натапов. Проявления соляной тектоники, связанные со среднепалеозойскими галогенными толщами.— Соляная тектоника Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1973.
18. Л. К. Качевский, Д. И. Мусатов, Л. И. Федотова, Р. Б. Карпинский, Д. С. Рывин. Соленосность и соляная тектоника Вельминской впадины.— Соляная тектоника Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1973.
19. Г. П. Вологодский. Карст Южного Приангарья.— Инженерно-геологические особенности Приангарского промышленного района и их значение для строительства. М., «Наука», 1965.
20. В. С. Лукин. Карстовая тектоника Кунгурского района Пермской области.— Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960.
21. А. А. Спасский. Ергачинское месторождение гипса.— Разведка недр, 1937, № 12.
22. Д. Л. Иванов. Уфимские воронки. Провалы на Самаро-Златоустовской железной дороге. СПб., 1899.
23. Г. Г. Скворцов. О влиянии динамики гипсового карста на рельеф.— Материалы Комиссии по изучению геологии и географии карста. Информ. сб. № 1. М., 1960.
24. М. А. Котцов. Геологические наблюдения в пещерах Беломорско-Кулойского гипсового плато на участке Голубино-Кулогоры.— Пещеры Пинево-Северодвинской карстовой области. Л., 1974.
25. А. С. Кесь. Гипсовые купола в пустыне.— Природа, 1961, № 2.
26. Н. П. Юшкин. Карстовые процессы и формирование полостей в карбонатных и сульфатных породах в условиях арктического климата (Новая Земля, Вайгач, Пайхой).— Состояние и задачи карстово-спелеологических исследований. М., 1975.
27. Ю. Небель, А. Шурубор. Пещеры Гарца.— Пещеры, вып. 12, 13. Пермь, 1972.
28. М. Жинью, Р. Барбье. Геология плотин и гидротехнических сооружений. М., Госстройиздат, 1961.
29. Duchführung eines Felsmechanischen großversuches in der Nordröhre des Wagenburgtunnels in Stuttgart.— Strassenbau und Strassenverkehrstechn., 1975, N 184.

Г. А. МАКСИМОВИЧ, Е. А. ИКОННИКОВ

КАРСТ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ
ЮРЮЗАНО-СЫЛВИНСКОЙ ДЕПРЕССИИ

Юрюзано-Сылвинская депрессия выполнена преимущественно терригенными и сульфатно-галогенными отложениями пермского возраста. В депрессии широко развит карст, сведения о котором имеются в работах Г. А. Максимовича, Л. А. Шимановского [1], Г. А. Максимовича, К. А. Горбуновой [2, 3], Г. А. Максимовича, В. П. Костарева [4], Л. А. Шимановского [5, 6], В. С. Лукина [7], К. А. Горбуновой [8—10] и др.

Условия развития карста. Карстовые процессы Юрюзано-Сылвинской депрессии протекают в различных геоструктурных, литолого-фациальных и гидрогеологических условиях. Различие природных обстановок на изученной территории позволило выделить три меридионально вытянутых карстовых зоны [11].

1. Западное крыло депрессии, сложенное породами поповской свиты: мергелями, глинами, ангидритами и гипсами с линзами каменной соли. Карстовые явления наиболее интенсивно развиваются в сульфатно-глинисто-карбонатном разрезе, преимущественно в пачках гипса и ангидрита, залегающих среди терригенных пород, редко — в известняках и доломитах. Наиболее распространен русский тип карста [12], встречаются участки голого и покрытого карста.

Условия развития карста в пределах зоны не одинаковы. На юге карстующиеся породы занимают крутое восточное крыло Уфимского вала (рис. 1, А, I), характеризуются повышенной тектонической трещиноватостью, осложненной новейшими движениями [6, 13]. Артинские карбонатные породы здесь при погружении на восток замещаются мергелями и глинами дивьей свиты. Последние играют роль барража для карстовых вод Уфимского вала, движущихся с запада в сторону прогиба. В результате широтное направление движения подземных вод по падению пород сменяется субмеридиональным и восходящим. Гидрокарбонатные воды артинских пород, поступая по тектоническим трещинам сбоку и снизу в поповские отложения, интенсивно выщелачивают гипсовые пачки, вызывая образование глубоких карстовых провалов, крупных депрессий и карстовой брекчии [9, 10, 14, 15]. В этих условиях развивается карст в Кишертско-Суксунском карстовом районе [8] и на Чатлыкском участке Ачитско-Натальинского района [5].

Иные условия образования карста на севере зоны (см. рис. 1, Б, I), за пределами Уфимского вала, где тектоническая трещиноватость пород уменьшается. Западнее здесь развиты гипсы и ангидриты иренской свиты, содержащие карстовые сульфатные воды. Они не способны растворять гипсовые прослои в поповской свите. Низкой сульфатной агрес-

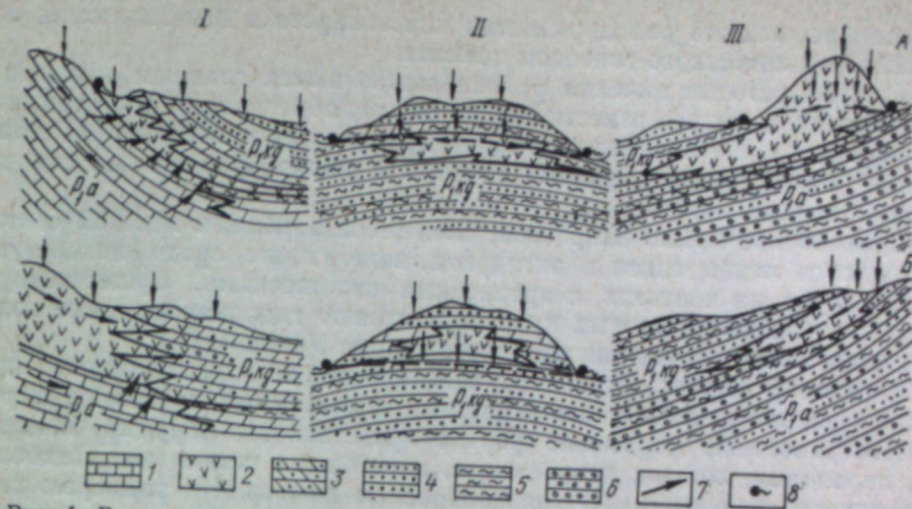


Рис. 1. Развитие карста в северной части Юрюзано-Сылвинской депрессии: на западном крыле (I), в центральной части (II) и на восточном крыле (III).
1 — известняк; 2 — гипс, ангидрит; 3 — мергель; 4 — песчаник, алевролит; 5 — аргиллит; 6 — конгломерат; 7 — направление движения подземных вод; 8 — родник.
Объяснение см. в тексте.

сивностью обладают и минерализованные хлоридно-сульфатные воды филипповской свиты и артинского яруса, находящиеся в зоне затрудненной водоупора под гипсово-ангидритовой толщей кунгура, являющейся водоупором. Карстовые явления на этой территории обусловлены преимущественно деятельностью трещинных вод кунгурского яруса. Сульфатные воды иренской свиты восточной окраины Русской платформы существенного влияния на карст не оказывают. Описанные условия карстообразования наблюдаются в Сергинцовско-Долгушинском карстовом районе [8].

2. Центральная часть депрессии. С поверхности район выполнен отложениями поповской и кошелевской свит. Карстующиеся породы представлены линзами и прослоями гипсов, ангидритов, каменной соли, залегающими в толще некарстующихся отложений. Участками встречается кластокарст в конгломератах, конгломерато-брекчиях на известковом [6] и в песчаниках на известковом и известково-гипсовом цементе [16]. Предыдущими исследователями в этой области выделено два карстовых района: Тулумбасско-Тисовский [8] и Ачитско-Натальинский [5].

Тулумбасско-Тисовский район характеризуется развитием сульфатного и в меньшей степени соляного карста, обусловленного деятельностью трещинных вод кунгурских отложений. Карстуются линзы гипса, ангидрита, каменной соли. Карст развивается на сводах и крыльях антиклинальных структур, отличающихся повышенной тектонической трещиноватостью и близким от поверхности залеганием растворимых пород.

Ачитско-Натальинский карстовый район расположен южнее описанного. Это район закрытого сульфатного карста и кластокарста в конгломератах и конгломерато-брекчиях.

Севернее Тулумбасско-Тисовского карстового района до р. Косьвы область развития кунгурских и соликамских отложений характеризуется редкими карстопроявлениями. Эта территория выделяется в Шак-

винско-Косьвинский район развития кластокарста в песчаниках на известковом и известково-гипсовом цементе.

Кластокарстовые явления района заключаются главным образом в растворении и выносе известкового цемента, образования полостей, каналов, каверн. На поверхности карст проявляется в виде слабых понижений, редких блюдцеобразных воронок и циркообразных выемок на склонах долин и логов.

3. Восточное крыло депрессии, сложенное породами лекской свиты. Карстуются линзы гипса и ангидрита, залегающие среди некарстующихся пород на контакте с артинскими отложениями. Существенную роль в развитии карстовых процессов играют гидрокарбонатные воды и тектонические нарушения западного склона Урала [17].

Карстовые формы. Исследованная территория характеризуется широким распространением поверхностных и подземных карстовых форм.

Поверхностные карстовые формы представлены каррами, понорами, воронками, логами, депрессиями, карстовыми останцами. Наибольшее распространение имеют разнообразные по форме и размерам карстовые воронки, которых (по данным дешифрирования аэрофотоматериалов) насчитывается около 2500 (см. таблицу). В Кишертско-Суксунском районе, по данным К. А. Горбуновой [10], поперечник воронок обычно не превышает 40 м, а глубина 10 м. По форме профиля встречаются воронки конусообразные, чашеобразные, реже блюдцеобразные, в плане — округлые, овальные, сдвоенные. Конусообразные воронки распространены также по восточному крылу прогиба (станция Кордон, г. Чусовой, г. Опока). В Тулумбаско-Тисовском районе преобладают воронки блюдцеобразной формы. По размерам в поперечнике (до 100 м и более) они относятся к классам больших и огромных [12]. Размеры и форма воронок зависят от литологических, геоморфологических, тектонических и других особенностей карстовых районов.

В рельефе воронки размещаются неравномерно. Наибольшее количество их на склонах, наименьшее — на водоразделах. Долины и лога занимают промежуточное положение. Различие в закарстованности элементов рельефа особенно четкое в краевых частях прогиба (Кишертско-Суксунский и Кордонский районы). В центральной части Предуральяского прогиба (Тулумбаско-Тисовский район), где наблюдаются сглаженные формы рельефа, дифференциация воронок по рельефу выражена слабее.

Карстовые воронки располагаются полями, гнездами и поодиночке, что обусловлено характером залегания карстующихся пород и тектоникой.

На западном крыле депрессии, где гипсы и ангидриты развиты широко и неглубоко либо непосредственно выходят на поверхность, воронки размещаются исключительно в виде полей различных размеров. Поля обычно имеют вытянутую в меридиональном и субмеридиональном направлении форму, что связано с развитием карста по тектоническим трещинам указанного простирания. Эти поля можно отнести к линейному типу.

В центральной части депрессии карстующиеся породы погружены на значительную глубину под терригенные отложения. Карстуются они только в пределах антиклинальных структур. Это хорошо прослеживается в Тулумбаско-Тисовском карстовом районе. Карстовые формы здесь зафиксированы в сводовых частях Юрканского, Осинцевского, Шайского, Тулумбасского, Асовского, Исадинского и других подня-

Характеристика карстовых районов северной части Юрюзано-Сылвинской депрессии

Карстовый район, участок	Литологический тип карста	Площадь, км ²	Кол-во карстовых форм (в числителе) и карстовых полей (в знаменателе)	Площадь карстовых полей, км ²	Плотность карстовых форм в полях, форм/км ²	Средняя плотность карстовых форм на участке, форм/км ²	Классы плотности карстовых воронок [12]
Сергинцовско-Долгушинский район Сергинцовский участок	Сульфатный (карбонатный)	150	10 нет	—	—	0,06	V
	Сульфатный (карбонатный)	250	255 11	0,1—2,73* 0,1—0,4	10—150 18—43	1,0	III
Кишертско-Суксунский район Березовский участок	Сульфатный (карбонатный)	160	566 12	0,2—2,18 0,2—0,9	14—44 23—34	3,5	III
	Сульфатный (карбонатный)	80	600 9	0,2—2,84 0,2—1,5	10—381 27—65	7,5	III
Ключевской участок	Сульфатный (карбонатный)	80	336 6	0,2—2,08 0,2—1,1	15—94 21—36	4,2	III
	Сульфатный (карбонатный)	600	106 6	0,05—0,54 0,05—0,1	15—100	0,18	IV
Чатлыкский участок Ачитско-Натальинского района	Сульфатный (соляной)	390	122 10	0,1—0,7 0,1—0,3	20—64 18—28	0,31	IV
	Сульфатный (соляной)	350	125 5	—	22—64	0,21	IV
Тулумбаско-Тисовский район Асовский участок	Сульфатный	240	15 нет	—	—	0,06	V
	Сульфатный	200	127 5	0,19—2,7 0,2—0,7	22—65 22—35	0,6	IV
Осинцевский участок	Сульфатный						
Тисовский участок	Сульфатный						
Кордонский район Северный участок	Сульфатный						
Южный участок	Сульфатный						

* В числителе — минимальная и максимальная, в знаменателе — преобладающая.

тий. Воронки располагаются преимущественно гнездами, цепочками, поодиночке и реже полями. Одиночные карстовые воронки зафиксированы в 1,7 км юго-восточнее д. Початка, в районе д. Н. Исады, в 0,5 км северо-западнее д. Подволошная, в районе деревень Кузино, Корсаки и др. В гнездах и полях воронки размещаются преимущественно цепочками и контролируют трещинные нарушения. Линейное размещение карстовых форм наблюдается в районе д. Шаболята, восточнее д. Початка, юго-восточнее д. Молебка и в других местах. Располагаясь в виде цепочек по тектоническим трещинам, воронки, как правило, имеют вытянутую в плане форму, длинная ось их совпадает с направлением трещин.

В районе деревень Чатлык, Подгорная, Лебяжье карст локализуется у основания артинских рифов. Здесь формируются поля карстовых воронок полукольцевого типа. Это связано с литологическими особенностями иренского горизонта в зоне распространения рифов: с запада к рифам примыкают ангидриты, а с востока — преимущественно мергели и глины.

Размеры карстовых полей изменяются от 0,05 до 2,84 км². Наиболее крупные поля характерны для Кишертско-Суксунского карстового района, где количество их достигает 32. При движении на восток число полей и площади их значительно сокращаются.

По происхождению воронки являются коррозионно-провальными, провальными, коррозионно-просадочными, коррозионно-эрозийными [12].

Карстовые останцы представляют собой положительные образования карста [12]. В СССР они известны в Крыму, на Кавказе, за рубежом — в Китае [2]. На исследованной территории к карстовым останцам можно отнести гипсовые возвышенности, расположенные на восточном борту Предуральяского прогиба и представляющие собой месторождения гипса: Селищнинское, Чернореченское, Опокинское, Чусовское, Любимовское (см. рис. 1, А, III). Гипсовые залежи приурочены к ангидритовой пачке лекской свиты. Высота возвышений не более 100—120 м.

Вполне возможно, что гипсы осаждались в одном бассейне. Разобшение их произошло впоследствии, когда они были выведены на поверхность и подвергнуты процессам карстования и размыва.

Подземные карстовые формы представлены пещерами, кавернами, карстовыми трещинами и другими подземными полостями. Пещеры известны на западном и восточном бортах депрессии, в центральной части они отсутствуют. На Опокинском карстовом участке (восточный борт) описаны три пещеры: пещера-ниша, М. Опокинская и Б. Опокинская. Пещеры образовались в гипсах кунгурского возраста [18].

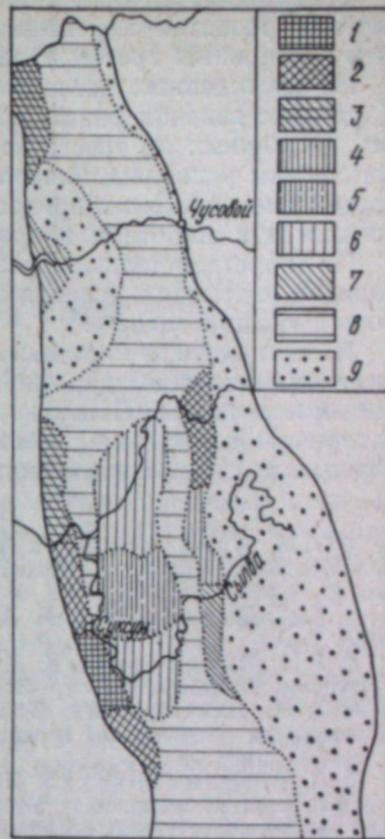
На западном крыле Предуральяского прогиба К. А. Горбунова [10] отмечает пещеры в рифовых известняках горы Кленовой, в Белом Камне на р. Иргине. В гипсах известны пещеры в окрестностях деревень Бурцево и Мазуевка.

Карстовые полости встречены гидрогеологическими скважинами в д. Осинцево на р. Таз (скв. 1018), у д. Ключи на левом берегу р. Чусовой (скв. 1111). В скв. 1018 карстовая полость обнаружена в интервале 33—36,5 м (около 3,5 м). Каверны размером до 2 см были зафиксированы в интервалах 32—58; 36—54 и 53—72 м при бурении скважин в районах деревень Мурашево, Выломово, Мехряково и других местах.

Поверхностная и глубинная закарстованность территории. Наибольшей поверхностной закарстованностью отличается Кишертско-Суксунский район (рис. 2). По плотности карстовых воронок здесь четко вы-

Рис. 2. Поверхностная закарстованность северной части Юрюзано-Сылвинской депрессии.

Плотность воронок (форм) на 1 км²: 1—10—5; 2—5—3; 3—3—1; 4—1—0,5; 5—0,5—0,3; 6—0,3—0,1; 7—0,1—0,05; 8—менее 0,01; 9 — незакарстованная территория. Степень и класс плотности [12]: 1—3 — небольшая [8]; 4—6 — малая [9]; 7 — незначительная [10], 8 — ничтожная [11].



деляются три участка: Березовский, Суксунский, Ключевской [10]. Число воронок возрастает с севера на юг от 1,0 до 7,5 на 1 км². Соответственно наблюдается увеличение закарстованности и карстовых полей. Если на севере (Березовский участок) плотность карстовых воронок в полях обычно 18—43 на 1 км², то на юге (Ключевской участок) на IV поле она составляет 381 на 1 км² [10].

В центральной части депрессии поверхностная закарстованность резко падает. Вся территория, за исключением Тулумбаско-Тисовского карстового района, характеризуется очень слабым развитием поверхностных карстовых форм. Плотность карстовых воронок составляет меньше 0,01 на 1 км². В Тулумбаско-Тисовском районе наиболее закарстована центральная часть, где плотность воронок 0,316 на 1 км², к северу и югу она уменьшается до 0,18 и 0,21 на 1 км².

На восточном крыле депрессии наибольшая закарстованность наблюдается на отдельных участках (гора Опока, станция Кордон, район г. Чусового). Плотность карстовых форм, например в районе станции Кордон, от 22 до 64 на 1 км². В целом же эта территория характеризуется слабой закарстованностью.

Глубинная закарстованность территории изучалась по керну и поглощениям промывочной жидкости в многочисленных скважинах (более 100). Анализ материала показал, что глубина развития карстовых процессов зависит от геоструктурных условий залегания, литологических особенностей карстующейся толщи, а также от литолого-фациального состава подстилающих пород [15].

Наибольшая глубина карстопоявлений наблюдается в Кишертско-Суксунском карстовом районе в полосе сульфатно-карбонатного типа разреза поповской свиты. Результаты статистической обработки поглощения промывочной жидкости по буровым скважинам свидетельствуют о наличии карстовых полостей на глубине до 200 м. При этом закарстованность возрастает до глубины 125 м, а затем уменьшается, оставаясь в нижней части примерно такой же, как и в верхней.

В Сергинцовско-Долгушинском районе (Таборский участок) наибольшее количество буровых скважин имели поглощение в интервале 0—75 м. Ниже по разрезу частота поглощений резко падала. Это свидетельствует о наличии карста преимущественно в верхней части толщи и относительно малой закарстованности пород ниже по разрезу.

Е. П. ДОРОФЕЕВ

ПРОВАЛЫ ЛЕДЯНОЙ ГОРЫ

Ледяной горой называют мысообразный выступ цокольных террас при слиянии р. Сылвы с ее притоком р. Шаквой северо-восточнее г. Кунгура. В основании террасы сложены ангидритами и гипсами кунгурского яруса с подчиненными пластами доломитов и известняков. Выше залегают крупнообломочные обвальнo-карстовые отложения и аллювиально-делювиальные суглинки. Относительное превышение террас над уровнем р. Сылвы достигает 90 м. У подножия южного склона Ледяной горы расположен вход в Кунгурскую пещеру.

В 1971—1972 гг. автором произведена глазомерная съемка карстового рельефа Ледяной горы на площади 10 км². Позднее на южном склоне горы на площади 2,6 км² выполнена съемка впадин. В пределах этого участка найдено 935 карстовых впадин (воронки, чаши, блюдца, западины, а также понижения сложной и неправильной формы). 640 впадин располагаются на поверхностях плиоценовых и четвертичных террас, 197 — на склоне долины р. Сылвы и 98 — в логах-суходолах. Карстовые впадины имеют поперечник от 0,5 до 55 м, глубину — от 0,3 до 15 м. Преобладают впадины с поперечником 6—12 м (50%) и глубиной 0,3—2 м (80%).

Большинство карстовых впадин образовалось в результате провалов кровли над вертикальными каналами — органичными трубами [1—3]. Трубы имеют обычно правильную цилиндрическую форму. Из 40 открытых (зияющих) труб в сводах Кунгурской пещеры 15 имеют диаметр до 1 м, 14 — от 1 до 2 м, 10 — от 2 до 3 м, семь — от 3 до 4 м, три — от 4 до 5 м и одна (в гроте Географов) — до 9 м.

С 1943 по 1976 г. в границах Ледяной горы зафиксировано 115 новых провальных впадин (см. рисунок). Время возникновения 50 провалов установлено приблизительно. В первые дни и месяцы провальные впадины, как правило, имеют мешкообразную форму. Размеры вновь образовавшихся впадин на Ледяной горе следующие:

Диаметр, м	Колич. впадин	Глубина, м	Колич. впадин
0,5—1	14 (12)*	0,5—1	78 (68)
1—2	50 (45)	1—2	20 (18)
2—3	17 (15)	2—3	7 (6)
3—4	12 (10)	3—4	7 (6)
4—5	6 (5)	Более 4	3 (2)
5—6	9 (8)		
Более 6	6 (5)		

* В скобках — количество впадин, % от общего числа.

В центральной части и на восточном крыле Предуральского прогиба глубина развития карстовых процессов обычно контролируется местным эрозионным врезом и не превышает 50—70 м ниже речных долин.

Из проведенных исследований можно сделать следующие выводы. Карстовые явления развиваются в трех меридионально вытянутых зонах, различных по геоструктурным, литолого-фациальным и гидрогеологическим условиям. Разнообразие природных условий обуславливает протекание карстовых процессов в пределах каждой зоны в двух сменяющихся в широтном направлении гидродинамических разрезах.

На пространственное размещение карстовых форм существенное влияние оказывают условия залегания карстующихся пород и тектоническая трещиноватость.

Известные типы карстовых форм в изученном районе следует дополнить карстовыми останцами, а типы полей карстовых воронок — полукольцевым типом. Поверхностная и глубинная закарстованность территории тесно связана с литологическими особенностями карстующихся пород и подстилающих их толщ.

ЛИТЕРАТУРА

1. Г. А. Максимович, Л. А. Шимановский. Карстовый провал у с. Брехово Суксунского района Пермской области.— Уч. зап. Пермск. гос. ун-та, 1956, т. 10, вып. 2.
2. Г. А. Максимович, К. А. Горбунова. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
3. Г. А. Максимович, К. А. Горбунова. Некоторые провалы в Кишертско-Суксунском карстовом районе.— Зап. Пермского отд. геогр. о-ва СССР, 1960, вып. 1.
4. Г. А. Максимович, В. П. Костарев. Карст и некоторые особенности гидрогеологии Приуральской карстовой провинции.— Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, 1968, № 11.
5. Л. А. Шимановский. Изучение карста при мелкомасштабных гидрогеологических съемках на примере Уфимского плато и прилегающих территорий.— Методика изучения карста, вып. 6. Пермь, 1963.
6. Л. А. Шимановский. Кластокарст Юрюзано-Сылвинской депрессии.— Изв. АН СССР, сер. геогр., 1964, № 2.
7. В. С. Лукин. Провальные явления на Урале и в Предуралье.— Гидрогеологический сборник № 3. Труды Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР, 1964, вып. 69.
8. К. А. Горбунова. Карстовые районы Пермской области.— Доклады 4-го Всеуральского совещания по физико-географическому и экономико-географическому районированию. Пермь, 1958.
9. К. А. Горбунова. Формирование карстовых брекчий восточного крыла Уфимского вала в свете гидрогеологических данных.— Изв. высш. учебн. заведений, Геология и разведка, 1960, № 10.
10. К. А. Горбунова. Особенности гипсового карста. Пермь, 1965.
11. Е. А. Иконников. Условия развития карста северной части Юрюзано-Сылвинской депрессии.— Геология и карстование, вып. 6. Пермь, 1975.
12. Г. А. Максимович. Основы карстования, т. 1. Пермь, 1963.
13. Н. Д. Буданов. Роль новейшей тектоники и связанных с ней трещинных нарушений в гидрогеологии Урала.— Сов. геология, 1957, № 58.
14. А. В. Турышев. О формировании депрессий вдоль склонов Уфимского плато.— Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала. Уфа, 1960 (Башкир. фил. АН СССР).
15. Е. А. Иконников, В. П. Костарев. О глубинной закарстованности поповской свиты кунгурского яруса западного крыла Юрюзано-Сылвинской депрессии.— Вопросы карстования, вып. 2. Пермь, 1970.
16. Е. А. Иконников, В. М. Крутов. Кластокарстовые явления в северной части Юрюзано-Сылвинской депрессии и их гидрогеологическое значение.— Гидрогеология и карстование, вып. 4. Пермь, 1971.
17. П. И. Яковенко. Сульфатный карст Среднего Предуралья.— Карст Урала и Предуралья. Пермь, 1968.
18. В. И. Агашков, М. С. Трушников. Опокинские пещеры.— Пещеры, вып. 5 (6). Пермь, 1965.

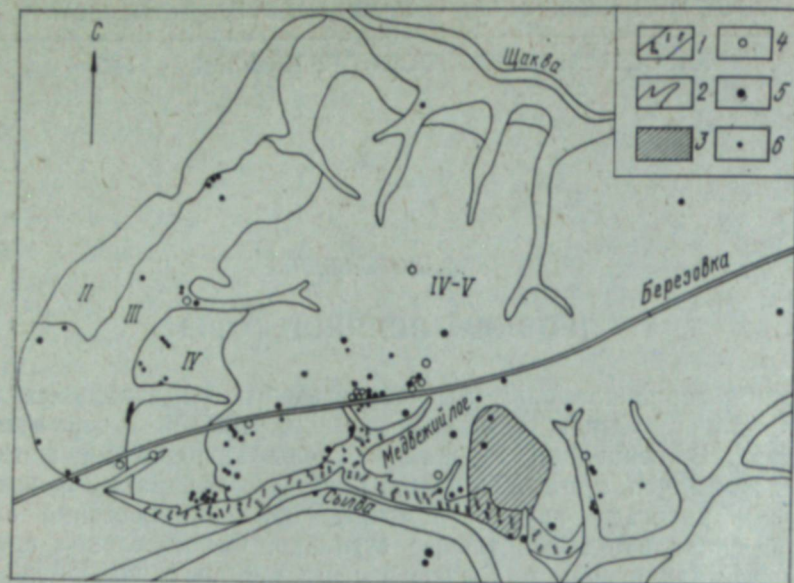


Схема расположения зафиксированных провалов на Ледяной горе.
 1 — обрывистый склон; 2 — лог-суходол; 3 — участок Кунгурской пещеры; 4—6 — провалы с поперечником: 4 — более 4 м; 5 — от 2 до 4 м; 6 — менее 2 м. II—V — террасы.

Более половины (62 из 115) зафиксированных провалов на Ледяной горе располагаются на дне и склонах старых провальных впадин. Следовательно, крупные впадины образовались в результате многих провалов над одним и тем же вертикальным каналом.

Самый крупный провал возник летом 1944 г. в средней части горы, на окраине березовой рощи. Первоначальные его размеры достигали 10 м в поперечнике и в глубину. В 50-х годах на дне впадины существовал водоем. К 1971 г. размеры впадины в плане увеличились до 26×24 м, а глубина уменьшилась до 4,8 м. Весной впадина, имеющая объем 800 м³, до краев заполняется водой, которая в июне исчезает.

Наряду с одиночными провалами, в полосе дороги Кунгур—Березовка можно было наблюдать группы почти одновременно возникающих провальных впадин. Так, в апреле 1960 г. на старом Березовском тракте обнаружено пять провалов с поперечником до 5,3 м и глубиной до 2,4 м. Первая впадина образовалась на месте понора, который в течение десятка лет поглощал воду, стекавшую по канаве. В последующие две недели рядом, на полотне дороги, появились еще четыре впадины. Все они постепенно увеличивались, по краям раскрывались трещины шириной до 5—15 см. Позднее впадины были засыпаны.

Весной 1966 г. в резерве для отсыпки полотна вновь построенной дороги Кунгур—Березовка, в 0,4 км к востоку от провалов 1960 г., обнаружена вторая группа из шести провальных впадин с поперечником до 6,4 м.

В западной части Ледяной горы, неподалеку от дороги, в 1970—1971 гг. появилась цепочка из семи слившихся провальных впадин, которые располагались над широкой зигзагообразной трещиной разгрузки, пересекающей небольшой целик гипса.

Вновь образовавшиеся впадины в одних случаях постепенно заполняются наносами временных водотоков, в других — глубина и объем их увеличиваются вследствие медленного, незаметного оседания грунта и повторных провалов.

Изменение объема провальных впадин между двумя разновременными замерами следующее:

	№ провала	Год наблюдений	Объем впадины, м ³	Увеличение объема, м ³ /год
Склон Ледяной горы . . .	1	1962	9	3
		1976	53	
Поверхность V террасы	14	1962	22	2
		1971	40	
Поверхность V террасы	30	1966	39	9
		1971	84	
Дно лога-суходола . . .	88	1963	48	30
		1972	319	
III терраса	100	1971	2	(—0,06)
		1976	1,7	

Интенсивность провального процесса рассматривается как показатель интенсивности карста. На участке Ледяной горы площадью 2,6 км² за 14 лет, с 1962 по 1976 г., обследованы 90 провалов с общим объемом впадин 822 м³. Увеличение объема провальных впадин составит, следовательно, $\frac{822}{2,6 \cdot 14} = 22,5$ м³ в год на 1 км².

Скорость же карстовой денудации, вычисленная балансовым методом, 160 м³ в год на 1 км². Из сопоставления двух приведенных показателей можно заключить, что на обследованном участке преобладает медленное, вековое оседание грунтов над карстующимися породами. Снижение земной поверхности в результате провалов намного меньше скорости карстовой денудации.

Зафиксированные провалы (1956—1976 гг.) в границах Ледяной горы (см. рисунок) распределяются неравномерно:

	Площадь, км ²	Колич. провалов	Частота провалов в год на 1 км ²
Русла рек	0,8	1	0,06
II терраса	1,5	—	—
III терраса	2,3	11	0,25
IV терраса	2,7	14	0,25
V терраса	7,6	57	0,37
Крутой склон долины			
р. Сыльвы	1,1	11	0,5
Лога-суходолы	1,7	15	0,3

Талые и дождевые воды с поверхности Ледяной горы почти полностью поглощаются карстовыми впадинами. Подземный сток концентрируется вдоль логов-суходолов. Поэтому над подземными руслами на дне и склонах логов часты провалы.

Концентрация провалов на крутом склоне долины р. Сыльвы связана с вторжением паводковых вод по карстовым каналам в глубь карстующегося массива. Вдоль контакта цокольных террас с I надпойменной террасой такую же роль играют аллювиальные воды, переливаю-

щиеся в карстовые полости. Разрушение сульфатных пород способствует формированию трещин разгрузки и провалов над ними [4].

На поверхности V террасы провалы концентрируются в линейно-вытянутых зонах северо-восточного направления, совпадающего с направлением логов. Одна из таких зон протягивается вдоль лога Медвежьего, продолжаясь далее на северо-восток (см. рисунок). Между цепочками провалов располагаются участки с такой же плотностью старых карстовых впадин. По-видимому, эти участки были ареной активного провального процесса в прошлом. В результате расширения одних и кольматации других карстовых каналов подземный сток, а также карст и провальный процесс затухают на одних участках, что бы усилиться на других.

В целом Ледяная гора характеризуется большой интенсивностью провального процесса. Так, например, в южной части горы площадью 2,6 км² и со средним количеством старых впадин 424 на 1 км² частота провалов составляет 2,7 в год на 1 км², а за вычетом полосы вдоль автомобильной дороги и омоложенных карстовых впадин — около 1 в год на 1 км². Таким образом, на 400 старых впадин ежегодно добавляется 1 новая.

Повышенную активность провального процесса можно объяснить новейшими тектоническими движениями. Ряд признаков (обмеление русла р. Сылвы, появление переката на участке, где река вплотную подходит к гипсовым склонам, в подобных местах часто встречаются глубокие омуты, а также значительные абсолютные отметки V террасы и большая интенсивность карста) могут свидетельствовать, что массив Ледяной горы испытывает поднятие. Поднятие сопровождается раскрытием вертикальных тектонических трещин, оживлением карста в зонах вертикальной и горизонтальной циркуляции вод, благоприятными условиями для формирования органных труб и провалов над ними.

Вода, проникающая по тектоническим трещинам, вызывает гидратацию ангидритов с превращением их в гипсы и увеличением объема породы. Возникающие при этом напряжения способствуют раскрытию устьевых частей трещин и расчленению целиков. С целиками связаны положительные формы карстового рельефа, выраженные невысокими буграми. Слой суглинков на буграх смывает и непосредственно под почвенным слоем обнажаются крупнообломочные отложения. Над трещинами в разрушающихся целиках возникают небольшие, но многочисленные провалы.

На фоне общего усиления провального процесса наблюдаются заметные колебания количества провалов по годам. Эти колебания обусловлены различными природными факторами и деятельностью человека. Не вызывает сомнения связь численности провалов с количеством выпадающих атмосферных осадков:

Год	Колич. осадков, мм	Колич. провалов	год	Колич. осадков, мм	Колич. провалов
1971	585	16	1974	350	2
1972	470	—	1975	450	1
1973	510	2	1976	425	3

Усиление провального процесса вызвано обводнением грунтов сверху, а также периодическим колебанием уровня карстовых вод во время весенне-летних паводков. После наводнения 1957 г. на III надпой-

менной террасе в черте г. Кунгура было обнаружено семь свежих провальных впадин [3].

С 1960 по 1976 г. вдоль старого Березовского тракта и построенной в 1965 г. новой дороги из Кунгура в с. Березовку зафиксировано 25 провалов. Они возникли в кюветах и резервах, откуда брали грунт для отсыпки дорожного полотна. Известны два случая появления провальных впадин на проезжей части дороги, что объясняется благоприятными условиями для накопления твердых и жидких осадков, инфильтрации их в грунты и суффозионного выноса последних в расположенные ниже карстовые полости.

Все изложенное свидетельствует о неравномерности провалов в пространстве и во времени. Длительность наблюдений на том или ином участке может существенно влиять на точность прогноза частоты провалов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Е. П. Дорофеев. Взаимосвязь подземных и поверхностных карстовых форм на примере Кунгурской пещеры.— Проектирование, строительство и эксплуатация земляного полотна в карстовых районах. М., 1968.
2. Е. П. Дорофеев. Соотношение размеров провальных впадин и карстовых полостей в сульфатных породах.— Вопросы карстологии, вып. 2. Пермь, 1970.
3. В. С. Лукин, Ю. А. Ежов. Карст и строительство в районе г. Кунгура. Пермь, 1975.
4. В. С. Лукин. Провальные явления на Урале и в Предуралье.— Гидрогеологический сборник № 3. Труды Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР, 1964, вып. 69.

Ю. А. ЕЖОВ

К ВОПРОСУ ОБ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОБЛАСТИ

Данные гидрохимического опробования буровых скважин в пределах Волго-Уральской области позволяют выделить по распределению минерализации подземных вод с глубиной три основных типа разрезов: 1) минерализация вод закономерно и последовательно повышается; 2) закономерное нарастание минерализации нарушается ее уменьшением, часто резким, скачкообразным; 3) чередование в вертикальном разрезе горизонтов повышенной и пониженной минерализации [1—3 и др.]. Первый тип гидрохимического профиля — наиболее общий случай, локальное же снижение минерализации рассолов связано с особыми гидрохимическими или палеогидрогеологическими условиями [3—6]. Однако анализ данных опробования буровых скважин и изучение литературы показывают, что опреснение рассолов и соленых вод на глубине — широко распространенное явление в артезианских бассейнах СССР и за рубежом, поэтому изучение его актуально [7, 8].

Трудности графической интерпретации гидрохимических данных по Волго-Уральской области обусловлены наличием здесь всех трех типов разрезов. Обычно исследователи, указывая на опреснение рассолов, не отражают это на прилагаемых профилях и картах. Более того, для получения плавных изогидрохимических линий резкие колебания того или иного параметра по глубине игнорируются как следствие некачественного отбора проб или нарушенного режима скважин. В результате графика отражает лишь первый тип гидрохимического профиля, т. е. закономерное последовательное увеличение концентрации солей с глубиной.

Иной эффект получается, если (учитывая вертикальную водопроницаемость горных пород) отказаться от укоренившейся традиции изображать изогидрохимические линии на профилях плавными кривыми. Тогда количество игнорированных точек опробования скважин может быть сведено к минимуму и резко уменьшено влияние субъективного фактора, а роль глубинного опреснения рассолов в формировании общей гидрохимической обстановки представится более отчетливо.

Опыт такого построения приведен на рис. 1, где изображен гидрохимический профиль Волго-Уральской нефтегазоносной области на широте Пермь — Глазов. На профиле определенно обнаруживаются очаги глубинного опреснения рассолов со стороны дорифейского кристаллического фундамента. Благодаря этим очагам сфера распространения

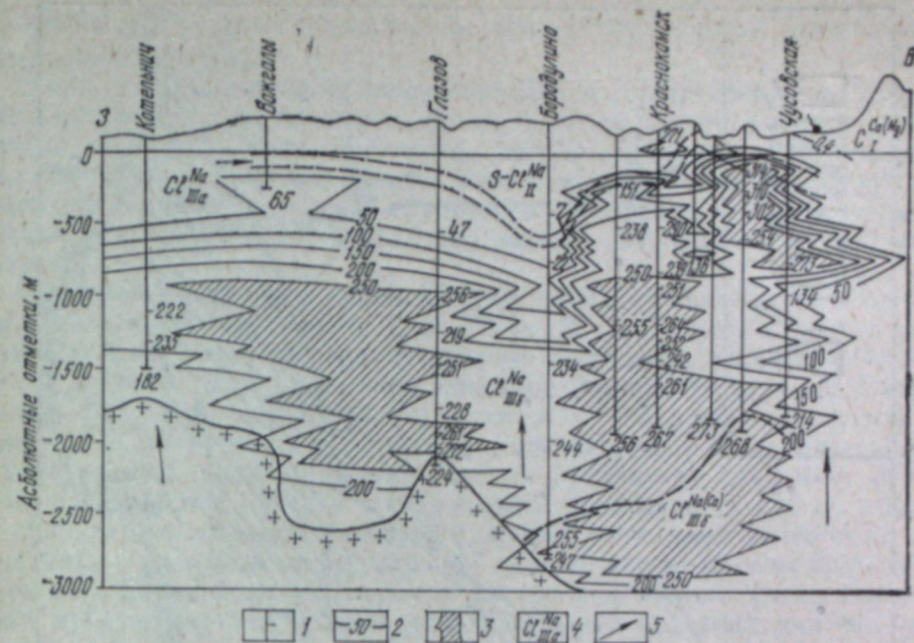


Рис. 1. Субширотный гидрохимический профиль Волго-Уральской нефтегазоносной области.

1 — пункты отбора проб воды в скважинах (цифры — минерализация, г/л); 2 — изолинии минерализации; 3 — участки распространения рассолов 250 г/л и более; 4 — химические формулы вод; 5 — внедрение опресненных глубинных вод.

наиболее крепких рассолов (250 г/л и более) приобретает сложные очертания, а в отдельных случаях, видимо, расчленяется на обособленные тела. Очевидно, этому способствует и внедрение опресненных инфильтрационных вод из областей питания (Урал, Тиман).

Внедряющиеся снизу опресненные газо-паро-жидкие флюиды, используя различную проницаемость литологических разностей пород, могут латерально растекаться на то или иное расстояние от транзитного пути по разлому. Этим обстоятельством можно объяснить резкие колебания минерализации подземных вод по разрезу (третий тип гидрохимического профиля).

Складывается впечатление, что характер нижней границы крепких рассолов отражает противоборство двух процессов: тенденции этих рассолов в силу гравитационной конвекции [9—11] опуститься на более низкие гипсометрические отметки и внедрения восходящих опресненных флюидов, стремящихся оттеснить рассолы к земной поверхности. Результат этого противоборства зависит от интенсивности внедрения флюидов и от вертикальной рассолопроницаемости осадочной толщи.

Для Волго-Уральской области нами построено 26 субширотных и пять субмеридиональных гидрохимических профилей, правда не одинаково обеспеченных фактическими данными (обработке подвергнуто до 1500 химических анализов, объединенных на плане в 370 точек). Предполагающиеся на профилях очаги глубинного опреснения рассолов нанесены на карту (рис. 2). Нетрудно заметить, что они образуют опресненные зоны как субмеридионального, так и субширотного направления, и, вероятно, наиболее интенсивно проявляются на участках пересечения.

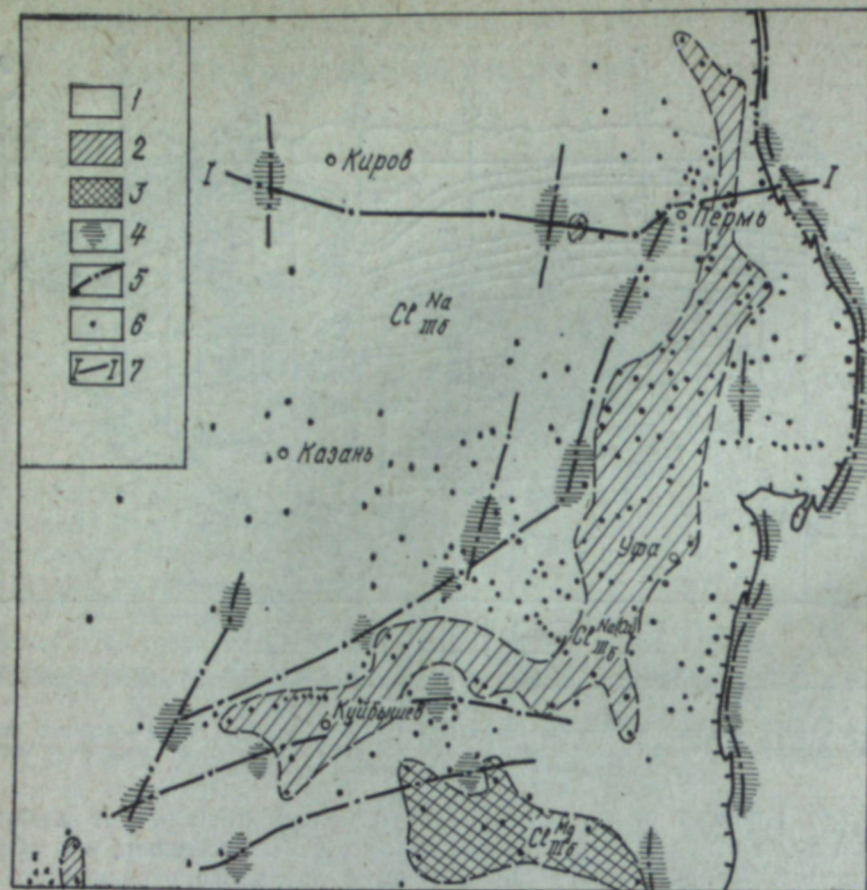


Рис. 2. Схема распространения очагов и зон глубинного опреснения в Волго-Уральской нефтегазоносной области.

Рассолы: 1 — натриевые; 2 — кальциевые; 3 — магниевые; 4 — очаги глубинного опреснения; 5 — предполагаемые зоны опреснения; 6 — нефтегазовые залежи и разведочные площади, на которых проводилось гидрохимическое опробование скважин; 7 — линия профиля (см. рис. 1).

В пределах Волго-Уральской нефтегазоносной области распространены хлор-кальциевые рассолы (тип III б по классификации О. А. Алесина, дополненной Е. В. Посоховым), т. е. во всех случаях (за исключением верхней части разреза) их химический состав отвечает неравенствам $Cl' > Na'$ и $Cl' > Na' + Mg''$. По содержанию основных катионов рассолы подразделяются на три группы: натриевые, кальциевые и магниевые [12].

Натриевые рассолы (Cl_{II}^{Na}) имеют наибольшее распространение, повсеместно фиксируются по периферии бассейна. До 85—95% в их составе приходится на хлориды натрия. Хлориды же кальция и магния занимают подчиненное положение. Ко второй группе ($Cl_{III}^{Ne(Ca)}$) условно отнесены рассолы, содержащие не менее 25% мг-экв кальция от общего ионного состава. В отдельных случаях кальций может и преобладать над натрием. Рассолы этой группы непрерывной полосой тянутся по восточной и южной частям Волго-Уральской области. Наконец, в самой южной части региона на границе с Прикаспийским артезианским

бассейном отмечаются магниевые рассолы (Cl_{III}^{Mg}) с резко аномальным содержанием магния.

Очаги глубинного опреснения наиболее часто фиксируются у границ кальциевых и магниевых рассолов и не обнаруживаются в пределах их распространения. Естественно, наиболее высокие концентрации (до 300—400 г/л и более) обычно свойственны именно этим группам рассолов. На профилях очаги глубинного опреснения как бы разграничивают участки наиболее концентрированных глубоко залегающих рассолов.

Наиболее обоснована фактическими данными седиментационно-литогенетическая концепция М. Г. Валяшко, И. К. Зайцева и других видных советских гидрохимиков на природу подземных рассолов. Однако не все вопросы, связанные с этой гипотезой, достаточно изучены. Например, в Волго-Уральской области «соль залегаёт в верхах разреза, а самые крепкие рассолы находятся в низах разреза и не соприкасаются с соленосными породами. Такие явления приходится объяснять путем привлечения представлений о плотностной конвекции (струйном гравитационном опускании рассолов) в условиях отсутствия достаточно выдержанных водоупоров» [10, стр. 87]. Аналогичного мнения придерживается Г. П. Яковсон [11]. Наши построения вполне согласуются с этим предположением и дают дополнительный материал для его подтверждения.

Участие в формировании рассолов Волго-Уральской области метаморфогенно-эндогенных вод в последнее время признают большинство исследователей (В. А. Кротова, Г. П. Яковсон, Е. С. Гавриленко, И. Н. Шестов, А. И. Ковальчук и др.). Однако опресняющее воздействие этих вод на рассолы ими не предполагается. Правда, такое допущение делали С. С. Бондаренко [13], В. И. Найденова и Б. Г. Поляк [14]. Нам представляется, что взаимодействие гравитационной конвекции и опреснения восходящими флюидами позволяет наилучшим образом интерпретировать гидрохимическую обстановку в недрах Волго-Уральского артезианского бассейна. Такая гипотеза открывает хорошую перспективу в выяснении ряда важных вопросов химизма подземных рассолов.

Очевидные трудности заключаются в слабой изученности рассолов в очагах опреснения и в практическом отсутствии критериев для их диагностики. Заслуживают внимания статистические исследования А. И. Ковальчука, показавшего резко аномальные значения хлорных отношений брома, йода, бора, фтора, калия и лития в фумарольных газах, жидких включениях в минералах и термальных водах современных вулканических областей по сравнению с океаническими и континентальными водами [15].

Задача диагностики химических особенностей восходящих газопаро-жидких флюидов требует критического обобщения литературных сведений о возможных отклонениях их параметров от вод иного генезиса. В числе возможных признаков этих флюидов указываются повышенные концентрации углекислоты, гелия, фтора, мышьяка, бора, ртути и других тяжелых металлов, низкие величины изотопных отношений урана ($U^{234}/U^{238} < 1,0$), аномальные изотопные отношения углерода (δC^{13} до 0,63%), высокие концентрации рубидия, цезия, лития и т. п. И, конечно, наиболее существенным признаком восходящих флюидов является их относительно пониженная минерализация по сравнению с хлор-кальциевыми рассолами, представляющими специфическую гидро-

геохимическую зону в земной коре мощностью до нескольких километров.

Таким образом, нормальный гидрохимический профиль земной коры, по нашему мнению, состоит из трех гидрохимических зон: верхней, нарастающей минерализации подземных вод; средней, максимальной минерализации (зона наиболее крепких рассолов), нижней, убывающей минерализации (зона восходящих флюидов). Локальные же опреснения и увеличения минерализации подземных вод в той или иной части разреза являются частными случаями и определяются местными геотектоническими и гидрогеохимическими условиями.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. А. Кротова. Волго-Уральская нефтеносная область.— Гидрогеология. Л., Гостоптехиздат, 1956.
2. Г. Н. Каменский, М. М. Толстихина, Н. И. Толстихин. Гидрогеология СССР. М., Госгеолтехиздат, 1959.
3. А. С. Зингер. Саратовское Поволжье.— Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазоносной области. М., «Недра», 1967.
4. В. Н. Иванов, И. Н. Шестов, А. В. Шурубор. Подземные воды среднекаменноугольных отложений Пермской области.— Труды Камского фил. ВНИГНИ, вып. 57. Пермское кн. изд-во, 1966.
5. Б. В. Озолин. Башкирское Приуралье. Гидрогеология Волго-Уральской нефтегазоносной области. М., «Недра», 1967.
6. Е. Ф. Станкевич, Л. С. Табаксблат. О значении палеогидрогеологических условий при оценке перспектив нефтегазоносности.— Геология нефти и газа, 1966, № 11.
7. Ю. А. Ежов. Основные черты вертикальной гидрохимической зональности земной коры.— Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1970 г. Свердловск, 1971.
8. Ю. А. Ежов. Вертикальная гидродинамическая зональность земной коры и формирование гидрохимической и геотермической обстановок.— Ежегодник Ин-та геологии и геохимии УНЦ АН СССР 1971 г. Свердловск, 1972.
9. М. Г. Валяшко, А. И. Поливанова, Н. К. Жеребцова, Б. Н. Меттих, Н. К. Власова. Геохимия и генезис рассолов Иркутского амфитеатра. М., «Наука», 1963.
10. А. А. Карцев. Гидрогеология нефтяных и газовых месторождений. М., «Недра», 1972.
11. Б. Н. Архангельский, Я. А. Сыроквашина, Н. В. Сергеева, Г. П. Якобсон. Восточно-Европейская (Русская) платформа.— Гидрогеология СССР. Сводный том, вып. 1. М., «Недра», 1976.
12. А. И. Чистовский. К вопросу о формировании рассолов верхне- и нижнепермских отложений в юго-восточной части Волго-Уральской области.— Сов. геология, 1974, № 10.
13. С. С. Бондаренко. Основные черты гидрогеологии Волго-Уральского артезианского бассейна.— Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, 1959, № 11.
14. В. И. Найденова, Б. Г. Поляк. О геотермических условиях Волго-Уральской провинции.— Труды Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, 1962, вып. 17.
15. А. И. Ковальчук, А. В. Козлов. Глубинные пластовые воды.— Гидрогеология и инженерная геология Урала, вып. 117. Свердловск, 1975.

В. С. ЛУКИН

МИКРОСЕЙСМИЧНОСТЬ И УСЛОВИЯ СТРОИТЕЛЬСТВА В КАРСТОВЫХ ОБЛАСТЯХ ПРЕДУРАЛЬЯ

На картах сейсмического районирования СССР выделяется зона, охватывающая Средний Урал и прилегающие территории, где существуют очаги землетрясений [1, 2]. 29 июля 1956 г. в указанной зоне наблюдались подземные толчки силой до 5 баллов. 17 августа 1914 г. сила толчков к западу от Свердловска достигала 6 баллов. Известны также землетрясения, вызванные подземными обвалами, которые, захватывая небольшие площади, в большинстве случаев не были своевременно описаны и не вошли в каталоги [2, 3].

З. Г. Вейс-Ксенофонта и В. В. Попов [4], а также другие авторы отмечают, что локальные землетрясения происходят чаще всего в полосе распространения сульфатных пород кунгурского яруса (см. рисунок). Действительно, почти все зафиксированные в Пермском Предуралье подземные толчки с небольшой площадью распространения колебаний относятся к Полазнинско-Шалашинскому, Сергинцовско-Долгушинскому и Кунгурско-Иренскому районам гипсового карста, выделенным К. А. Горбуновой [5].

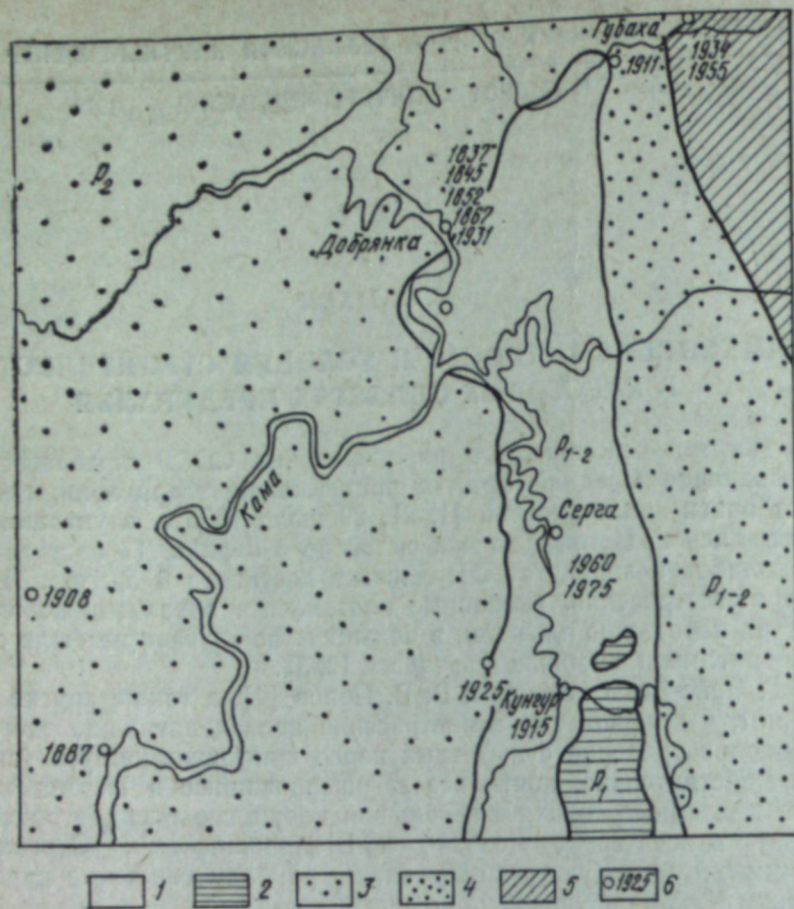
Многие исследователи связывают локальные землетрясения с провалами на поверхности земли. Так, например, Н. И. Бирилова [6] считает, что наблюдавшиеся 10 августа 1915 г. в г. Кунгуре подземные толчки были вызваны провалом, возникшим в 25 км от г. Кунгура.

Ориентировочный расчет с использованием формулы, предложенной В. Ф. Бончковским [7], показал, что очаг обвального землетрясения располагался значительно ближе к г. Кунгуру. Известно, что размер площади, в пределах которой ощущаются подземные толчки, зависит от глубины очага землетрясения. Поскольку крупные пустоты в сульфатных породах Кунгурского района встречаются до глубины 50—100 м от поверхности земли, заметные сотрясения почвы при обвалах могут распространяться в радиусе немногих километров.

Несоответствие частоты провалов и землетрясений свидетельствует, что лишь немногие подземные обвалы способны вызвать ощутимые толчки.

Количество зафиксированных провалов на различных участках в районах сульфатного карста колеблется от 0,001 до 1 и более в год на 1 км². Некоторые вновь возникающие впадины на границе Русской платформы и Предуральского прогиба имеют величину в плане до 1 га при глубине 20—30 м. Однако подавляющее большинство их не превышает в поперечнике 5 м.

Появлению новой провальной впадины обычно предшествует формирование обвального свода в кровле карстовой полости. Свободное



Зарегистрированные локальные землетрясения в Пермском Предуралье. 1 — районы карста преимущественно в гипсах и ангидридах; 2 — район карста в карбонатных породах сводовой части Уфимского вала; 3 — область распространения некарстующих отложений пермской системы; 4 — то же с участками сульфатного и соляного карста; 5 — складчатый Урал; 6 — пункты, где зарегистрированы локальные землетрясения, их даты.

пространство в верхней его части постепенно уменьшается. Поэтому обрушение верхнего слоя не сопровождается заметным сотрясением грунта.

Более значительные толчки силой до 5—6 баллов вызваны обрушениями крупных блоков пород по трещинам разгрузки над зонами интенсивного растворения. О возможности таких нарушений свидетельствуют одиночные и ступенчатые уступы на склонах долин и карстовых котловин с зияющими трещинами и зеркалами скольжения.

Карстово-обваловые землетрясения накладываются на тектонические, увеличивая количество, а в некоторых случаях и силу толчков. В свою очередь, тектонические землетрясения способствуют возникновению новых провальных впадин. Так, во время землетрясения 29 июля 1956 г. перед входом в Андроновскую пещеру (к северо-западу от с. Серга) обрушилась масса гипса весом 4—5 т. Вследствие обвалов в глубине пещеры уровень подземного озера поднялся на 0,3 м [8].

Карст и провалы — основные инженерно-геологические факторы, определяющие условия промышленного, гражданского и транспортного

строительства в районах сульфатного карста. Землетрясения же в Предуралье, а также на Урале обычно не оказывают значительного влияния на устойчивость зданий и сооружений.

Рекомендации по проектированию зданий и сооружений в карстовых районах СССР разрабатывались с учетом опыта строительства в сейсмически активных областях. Обеспечение устойчивости зданий на участках с частотой провалов более 0,01 в год на 1 км² достигается путем увеличения жесткости фундаментов и стен. С этой целью применяют железобетонные пояса на уровне фундаментов и между этажами, а также анкерное соединение стен и перекрытий.

Слабые подземные толчки, связанные с разгрузкой напряжений в пластах и формированием обваловых сводов в кровле карстовых полостей, могут служить предвестниками провалов. Горизонтальные маятники, установленные в Кунгурской ледяной пещере Институтом геофизики Уральского научного центра АН СССР, неоднократно фиксировали такие толчки [9]. Указанные наблюдения дают основание использовать сейсмографы для прогнозирования провалов на разведываемых площадях.

Микросейсмичность различных районов и участков, установленная теми или иными методами, характеризует интенсивность, а также сосредоточение карста и провального процесса, и является важным показателем устойчивости территории.

ЛИТЕРАТУРА

1. А. Я. Левицкая. Землетрясения Урала.— Землетрясения СССР. М., Гостеолтехиздат, 1961.
2. Г. А. Максимович. Землетрясения в Прикамье.— География Пермской области, вып. 2. Пермь, 1964.
3. В. П. Костарев, Л. Н. Усольцев. Карстовые землетрясения Урала и Предуралья.— Вопросы карстоведения. Пермь, 1969.
4. З. Г. Вейс-Ксенофонтова, В. В. Попов. К вопросу о сейсмической характеристике Урала.— Труды Сейсмического ин-та АН СССР, 1940, № 104.
5. К. А. Горбунова. Районирование карста Пермской области.— Тезисы докладов на совещании по изучению карста. М., Изд-во АН СССР, 1956.
6. Н. И. Бирилова. Карстовые явления Кунгура и его окрестностей.— Изв. Гос. гидрол. ин-та, 1934, № 66.
7. В. Ф. Бончковский. Землетрясения, их причины, изучение и способы борьбы с их последствиями. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
8. Л. А. Шимановский. Землетрясения в Пермской области.— Природа, 1957, № 5.
9. В. И. Солуха. Изучение современной тектоники в Кунгурской ледяной пещере с помощью горизонтальных маятников.— Пещеры, вып. 8, 9. Пермь, 1970.

В. А. ШЕРСТОБИТОВ

УСТАНОВКА ДЛЯ ДИСТАНЦИОННОГО НАБЛЮДЕНИЯ ЗА ИНТЕНСИВНОСТЬЮ КАПЕЛИ В ПЕЩЕРАХ

Режимные гидрогеологические наблюдения, как известно, неопценимый фактический материал для изучения процессов, происходящих в подземной гидросфере. Однако эти наблюдения связаны с огромными затратами времени, транспортных средств и т. п. Автоматизация режимных исследований резко повышает их точность и достоверность, так как исключает влияние субъективного фактора.

Для изучения режима подземных вод в зоне аэрации разработана опико-электрическая установка, предназначенная для фотографирования циферблатов импульсных счетчиков, осуществляющих регистрацию частоты капель со сводов гротов. Цель данной статьи — показать возможности данной установки и степень точности получаемых результатов.

В 1975—1976 гг. в гроте Геологов Кунгурской ледяной пещеры функционировали четыре датчика, которые при падении каждой капли давали электрический импульс в цепи счетчиков. Съемка счетчиков производилась ежедневно фоторегистратором, управление которым обеспечивали точные часы.

Структурная схема установки изображена на рис. 1. В установку входят: импульсные счетчики, фоторегистратор, блок регулировки напряжения и смены полярности датчиков, комбинированный источник питания счетчиков, блок управления и реле, стабилизатор напряжения лампочки подсветки, часы морские с центральной секундной стрелкой и реле времени. Источник питания установки — сеть 220 в (через стабилизатор). Резервный источник питания импульсных счетчиков — аккумулятор 6в. Фоторегистратор от аккумулятора не работает, но путем применения преобразователя напряжения [1] данную установку можно сделать автономной, что позволит расширить диапазон ее применения.

Импульсные счетчики типа МЭС-54 дают возможность отсчета до 999 единиц, после чего отсчет повторяется. Часовая частота капли в выбранных пунктах Кунгурской пещеры достигает 1500—6000 единиц, поэтому мы один раз в сутки вручную проводили контрольные съемки циферблатов счетчиков. При применении импульсных счетчиков типа СЭИ-1 с разрешающей способностью 99999 единиц надобность в контрольных съемках отпадает.

Фоторегистратор ФР-2 снабжен объективом «Мир-1» и заряжен негативной киноплёнкой (размер кадра 24×36). Об окончании пленки сигнализирует звонок.

В процессе наблюдений выяснилось, что на работу счетчиков ока-

зывает влияние длина соединительной линии датчик — счетчик (в описываемом случае 300 м) и подводимое напряжение. Подбором необходимого напряжения с помощью переменного резистора добивались надежной работы импульсных счетчиков. Для избежания кристаллизации кальция на отрицательных электродах датчиков, ведущей к остановке последних, необходима ежедневная смена полярности электродов. Электроды датчика выполняются из неокисляющегося металла, расстояние между ними 5—7 мм (в зависимости от размера капли).

Комбинированный источник питания счетчиков (рис. 2) позволяет исключить остановку счетчика из-за временного отсутствия напряжения. Счетчики автоматически переключаются на работу от транзисторного преобразователя постоянного напряжения, работающего от аккумулятора 6 в.

Блок управления и реле (рис. 3) объединяют фотоэлектрическое релейное устройство, собранное на транзисторах Т1 и Т2 электромагнитных реле Р2, Р3, Р4 с элементами питания [2]. Реле времени создает задержку в 20 сек, что исключает повторное включение фоторегистратора.

Часы 5ЧМ с недельным заводом и точностью хода ± 1 сек/сутки. На минутной стрелке часов укреплено сферическое зеркальце размером 7×10 мм, а на секундной стрелке находится черный экран из бумаги диаметром до 10 мм. На наружной поверхности стекла укреплены фотосопротивление ФСК-1 и лампочка подсветки, питающаяся от стабилизированного источника постоянного напряжения 10 в (рис. 4).

При работе установки световой луч лампочки подсветки, отразившись от зеркальца на минутной стрелке часов, попадает на фотосопротивление, что обуславливает резкое уменьшение его электрического со-

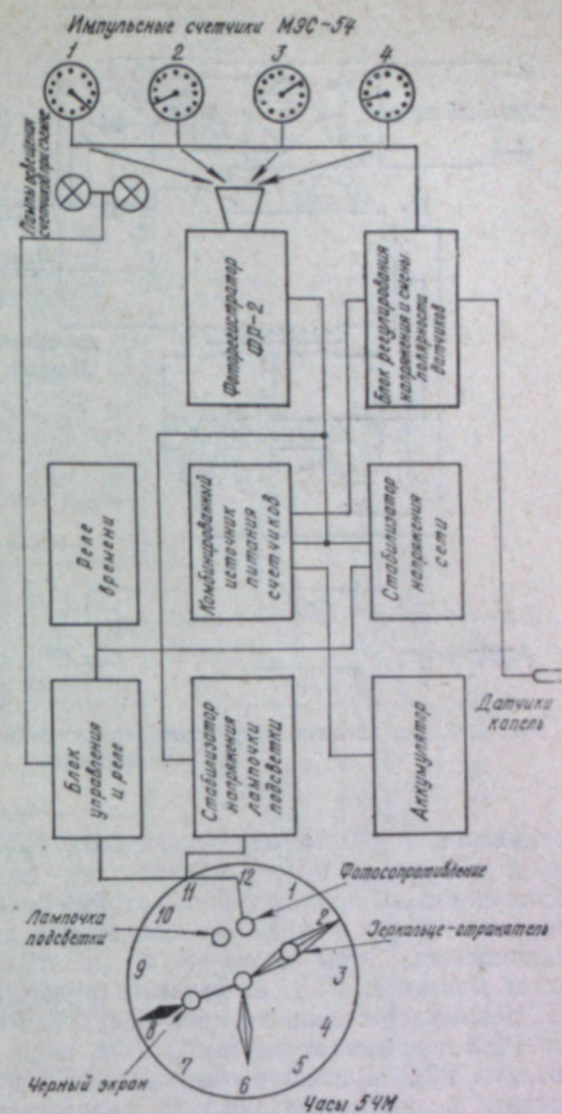


Рис. 1. Структурная схема установки.

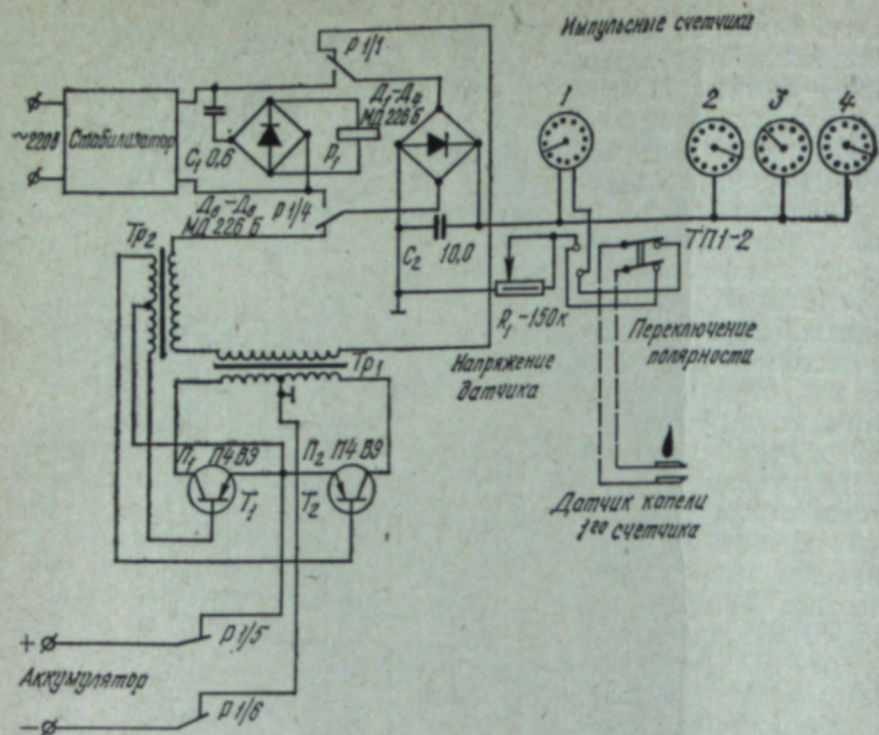


Рис. 2. Схема питания, регулировки напряжения счетчиков и смены полярности датчиков.

противления. В результате в цепи базы транзистора Т1 ток увеличивается до 150 мка, а в цепи коллектора — до 4,5 ма. Этот ток протекает в основном через промежуток эмиттор — база транзистора Т2. Последний отпирается, и ток в цепи его коллектора, а следовательно, и реле Р1 увеличивается. Этим достигается срабатывание реле Р1, которое замыкает контакты Р1/1, включается реле Р2 и размыкаются контакты Р1/2, разрывается цепь питания реле Р3. Реле Р2 блокируется контактами Р2/3 и замыкает контакты Р2/1, подготавливая к работе реле Р3. Контакты Р2/2 включают конденсатор С5 в цепь реле Р4, которое срабатывает в результате разряда конденсатора через обмотку реле и замыкает свои контакты Р4/1 в цепи электромагнита защелки, подготавливающей протяжку киноплёнки. Контакты Р2/4 включают лампочки подсветки Л1 и Л2 для освещения счетчиков при съемке.

Фоторегистратор готов к работе на 20—25 секунде последней минуты каждого часа. Затем секундная стрелка часов, поравнявшись с цифрой 12 циферблата, перекрывает своим черным экраном луч лампочки подсветки. Фотосопротивление затемняется, и фотореле Р1 возвращается в исходное положение, замыкая контакты Р1/2 в цепи реле Р3. Последнее включается, замыкая контакты Р3/2. Фоторегистратор включается в сеть и производит съемку счетчиков, а контактами Р3/3 реле блокирует цепь питания. Контакты Р3/1 в цепи фотореле Р1 размыкаются, исключая его повторное срабатывание.

Одновременно с реле Р3 через контакты Р3/3 включается реле времени, которое через 20 сек отключит от сети реле Р2 и Р3. Такая выдержка необходима для того, чтобы минутная стрелка своим зеркаль-

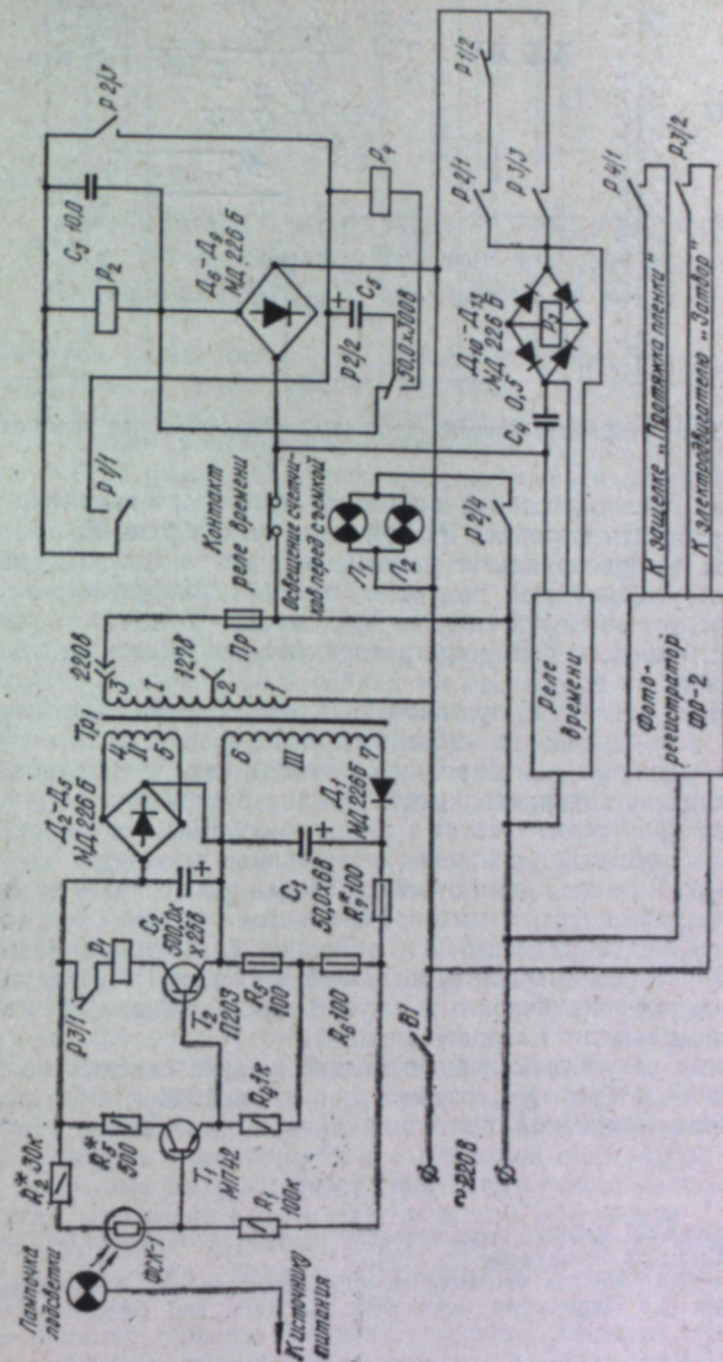


Рис. 3. Схема блока управления.

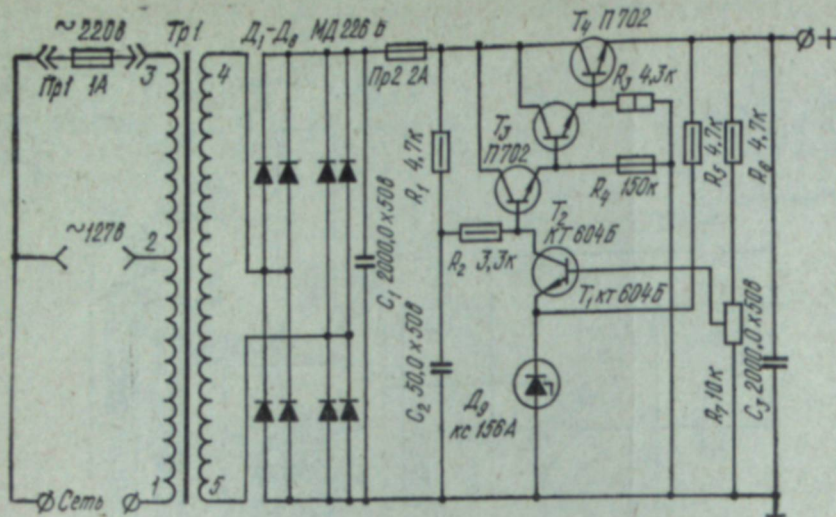


Рис. 4. Схема стабилизированного источника питания лампочки подсветки.

цем частично отвела световой зайчик от фотосопротивления, что не позволяет сработать фотореле Р1 при выключении реле Р3. Установка возвращается в первоначальное положение до следующего часа.

Результаты наблюдений получаем путем дешифрирования киноплёнки за тот или иной промежуток времени (1—4 недели в зависимости от емкости кассеты фоторегистратора, цели наблюдения, исправной работы установки и др.).

С помощью описанной установки зафиксирована квазисуточная ритмичность в изменении интенсивности капли, связанная с периодическим прохождением земноприливной волны, обуславливающей временное увеличение водопроницаемости трещин в горных породах. В моменты отлива происходит сжатие трещин, уменьшение их водопроницаемости и, как следствие, снижение интенсивности капли со сводов гротов пещеры. В то же время отмечена тесная зависимость этой интенсивности от лунных фаз, а именно: увеличение среднечасового количества капель в периоды сизигий (полнолуний и новолуний) и уменьшение в квадратурах (первой и последней четвертей). Таким образом, отмечается также ритмичность в интенсивности капли с периодом около половины земного месяца (14 суток).

Полученные результаты хорошо подтверждают выводы венгерского гидрогеолога Л. Маухи [3], осуществившего в 1966 г. непосредственные измерения приливной пульсации трещин в пещере Имре-Ваш.

ЛИТЕРАТУРА

1. В. Покотило. Мощный преобразователь напряжения.— Радио, 1976, № 3.
2. С. Л. Матлин. Радиосхемы. М., 1974.
3. L. Maucha. Ausweis der Gezeiten—Erscheinungen des Karstwasserspiegels. Amtliches Organ der Ungarischen Gesellschaft für Karst und Höhlenforschung. Budapest, 1968.

А. Д. БУРАКОВ

О ГЕНЕЗИСЕ ПОДРУДНОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ БОКСИТОВ В БАССЕЙНЕ р. АЙ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В бассейне р. Ай бокситы приурочены к верхнему девону. В девонских отложениях этого района отмечено несколько литологических циклов. В нижнефранском подъярусе первый цикл начинается с кварцевых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев пашийской свиты. Они постепенно переходят в отложения кыновской свиты, представленные известково-глинистыми сланцами и глинистыми известняками мощностью до 20 м. Саргаевская свита в районе Н. Пристань сложена темно-серыми полосчатыми известняками (до 10—15 м). Доманиковская свита состоит из темно-серых и черных битуминозных известняков, переслаивающихся с глинистыми сланцами и мергелями (0—30 м). Заканчивается цикл породами самсоновской свиты. От с. Айлино до р. Юрюзань в разрезе ее преобладают известняки (0—20 м).

Новый цикл начинается с орловской свиты. Она залегает с резким несогласием на породах самсоновской, доманиковской и саргаевской свит. В основании свиты залегают бокситы, аллиты, сиаллиты, которые вверх по разрезу переходят в песчаники, глинисто-известковистые сланцы и глинистые известняки.

Боксит заполняет полости, трещины и поры в самсоновских известняках и образует рудную брекчию. На массивных известняках она сложена беспорядочно расположенными кусками известняка в боксите. В слоистых известняках наблюдается постепенный переход от заполненных трещин напластования к плитчатым обломкам известняка в боксите. Рудный пласт не образует сплошного тела, а залегает в виде отдельных залежей, которые вытягиваются с юго-запада на северо-восток шириной от 60 до 1100 м и длиной до 6 км.

С учетом складчатых и разрывных нарушений можно выделить в подрудной поверхности отрицательные и положительные формы. Карбонатные породы доманиковской и саргаевской свит имеют ровный контакт с пологими углублениями. Поверхность самсоновских известняков осложнена впадинами разнообразной формы и размеров. В этих известняках встречаются также полости с поперечником до нескольких метров. В нижележащих свитах верхнефранского цикла они отсутствуют (рис. 1).

Большинство геологов связывают происхождение подрудной поверхности на южноуральских месторождениях боксита с континентальным перерывом [1—7]. Только В. С. Мелешенко [8] предполагал, что формирование его происходило в море. Он считал подрудный рельеф поверхностью рифов, формирование которых происходило вплоть до от-



Рис. 1. Схема положения орловских отложений в нижнефранском подъярусе.

te+ori — карбонатные породы теодосево-орловской свиты; ori — орловские терригенные осадки; sam — самсоновские известняки и рудная брекчия; dom — доманиковские известняки; sarg — саргаевские известняки; kin — карбонатные породы кыновской свиты. Штриховые линии — стратиграфические границы.

ложения боксита. Однако Б. И. Чувазов [7] отмечал отсутствие данных о выведении участков с биогермами выше уровня моря в мендымское время на территории Уфимского амфитеатра. Генезис подрудной поверхности исследован недостаточно [9].

Для выяснения палеогеографической обстановки и палеорельефа в предорловское время важное значение имеет вертикальный разрез подрудных свит. В данной статье сравниваются вертикальные разрезы подрудной толщи с разрезами карбонатных массивов, развивавшихся в континентальной и морской обстановках.

Отличительные признаки закарстованных массивов — разнообразные впадины на поверхности земли, а также каверны и полости в зонах вертикальной и горизонтальной циркуляции карстовых вод. Карстовые брекчии в карбонатных породах формируются на склонах долин и в подземных полостях.

Распространение брекчий на поверхности закарстованных пород соответствует размерам и простираниям вмещающих их карстовых форм. В состав карстовой брекчии входят обломки различной окатанности и размеров. В ней отсутствуют слоистость и сортировка материала. Обломки известняка поступают из кровли или из пород, вмещающих брекчию.

В доманиковых и саргаевских известняках ЮУБРа нами не обнаружены формы, подобные карстовым долинам и полям. Отсутствуют проявления подземного карста. Подрудная брекчия на месторождениях ЮУБРа отличается от карстовой не только окатанностью и сортировкой материала, но и отсутствием обломков из свит, покрывающих и подстилающих рифовые известняки.

Самсоновские органогенные породы можно сравнить с карбонатными породами современных береговых и барьерных рифов. Коралловые постройки состоят из разделенных холмиков, гряд. Затем они срастаются, и между ними образуются пустоты, которые остаются внутри постройки. Размеры и формы их могут быть самые разнообразные. Поверхность современных рифов в силу неравномерного развития имеет множество неровностей. Сверлящие животные, обитающие на рифах, оставляют каналы, трубчатые полости.

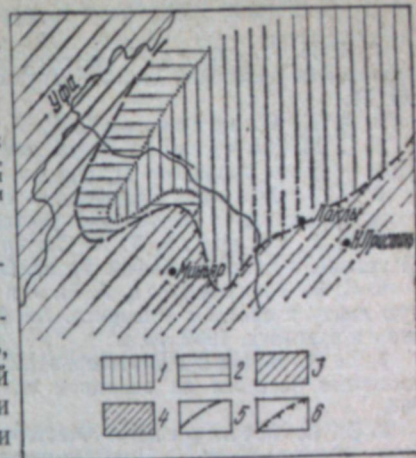
Аккумулятивные формы в пределах распространения современных рифов представлены валами, косами и бесформенными нагромождениями обломочного материала. Этот материал образуется вследствие разрушения рифов штормовыми, приливными волнами и волнами цунами.

Некоторые исследователи указывают, что отдельные постройки отмерших коралловых рифов растворяются морской водой, что может способствовать образованию некоторых форм на поверхности рифов. Однако растворение значительно уступает механическому разрушению карбонатных пород морскими волнами.

В большом барьерном рифе у берегов Австралии коралловые по-

Рис. 2. Палеогеографическая карта конца раннефранского времени [10].

1, 2 — отложения, слагающие сушу: 1 — кыновской и более древних свит, 2 — саргаевской и доманиковой свит; 3, 4 — отложения морского дна: 3 — мендымская свита, 4 — самсоновская свита; 5, 6 — примерные границы моря и суши: 5 — пологий и низкий берег; 6 — обрывистый и высокий берег.



стройки наблюдаются на несцементированном осадке. Можно предположить, что породы доманиковой и саргаевской свит в предорловское время тоже были довольно слабо сцементированы и при разрушении не оставляли обломочного материала.

Таким образом, можно утверждать, что бокситы отлагались ниже уровня моря, на поверхности и в толще рифовых известняков.

В работах башкирских геологов [10] содержатся сведения о геологическом развитии западного склона Среднего и Южного Урала и Предуралья перед отложением осадков орловской свиты (рис. 2). По данным этих авторов, мощность осадков саргаевской, доманиковой и самсоновской свит в сторону Уфимского горста равномерно уменьшается.

Орловские отложения в большинстве разрезов Каратауского комплекса и прилегающих площадей Башкирского свода перекрывают поверхность самсоновских или их аналогов — мендымских слоев. Ближе к центральной части Уфимского горста орловские слои перекрывают доманиковый горизонт. Далее они залегают на кыновских слоях и на более древних додевонских отложениях. Здесь, по-видимому, располагались наиболее приподнятые участки Уфимского горста.

Уфимские геологи полагают, что западный склон Уфимского горста был очень пологим и возвышенные участки на суше располагались вблизи восточного края. Большинство водных артерий имели направление с востока на запад. Восточное крыло, по-видимому, было оборвано крутым уступом.

С южной стороны Уфимский горст также был ограничен разломами. Самсоновские органогенные породы вдоль южного разлома слагали береговые и барьерные рифы. О размерах рифового пояса можно судить по непрерывной полосе этих пород от р. Ай до рек Нугуша и Урюка.

Таким образом, изучение рельефа подрудной поверхности и внутренней закарстованности подстилающих толщ на месторождениях бокситов в бассейне р. Ай показало, что каверны и полости встречаются лишь в самсоновских известняках. В нижележащих слоях они отсутствуют.

Рельеф и строение самсоновских рифовых известняков сходны с современными береговыми и барьерными рифами. Можно утверждать, что впадины на поверхности самсоновских известняков, полости внутри их и рудная брекчия формировались в морских условиях в процессе неравномерного роста рифов и частичного их механического разрушения, а также растворения морской водой.

ЛИТЕРАТУРА

1. К. И. Александров. Литологический состав и палеогеографические условия образования орловской свиты.— Труды Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, 1960, вып. 51.
2. А. К. Гладковский, А. К. Шарова. Бокситы Урала. Свердловск, 1951.
3. С. М. Домрачев. Девон хребта Кара-Тау и прилегающих районов Южного Урала.— Девон западного Приуралья. Труды ВНИГРИ, нов. сер., 1952, вып. 61.
4. П. В. Орлова. Зависимость качества бокситов южноуральских месторождений от их положения в структурно-фациальных зонах.— Сов. геология, 1962, № 5.
5. Г. А. Смирнов, Т. А. Смирнова, М. Л. Ключина, Л. В. Анфимов. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк V. Франский век. М., «Наука», 1975.
6. С. В. Тихомиров, А. И. Лященко. Об отложениях, подстилающих орловскую свиту в среднем течении р. Ай (Южный Урал).— Изв. высш. учебн. завед., Геология и разведка, 1962, № 4.
7. Б. И. Чувашов. История развития и биономическая характеристика позднедевонского бассейна на западном склоне Среднего и Южного Урала. М., «Наука», 1968.
8. В. С. Мелешенко. Месторождение бокситов Межевой Лог на западном склоне Южного Урала.— Цветные металлы, 1945, № 1.
9. О. Н. Огородников, А. К. Гладковский. Геосинклинальные месторождения бокситов на Урале и их связь с вулканизмом. М., «Наука», 1975.
10. Р. М. Габдрахманов, Р. А. Камалетдинов, В. Ф. Логвин, Г. С. Хантов, А. З. Хамзин. Особенности тектонического развития северо-востока Башкирии в девонский период.— Геология и полезные ископаемые Среднего Урала. Пермь, 1964.

А. В. ТУРЫШЕВ

О ВЗАИМОСВЯЗИ КАРСТА И НЕКОТОРЫХ ТИПОВ МИНЕРАЛЬНЫХ ВОД

Для одних типов минеральных вод взаимосвязь с карстом очевидна, для других — выражена менее отчетливо. Так, на месторождениях углекислых, в том числе северокавказских, минеральных вод локальное распространение и высокая водообильность отдельных зон обусловлены не только тектонической раздробленностью карбонатных пород, но и последующим избирательным развитием карста. Многие группы минеральных питьевых, лечебных и лечебно-столовых вод сульфатно-кальциевого, сульфатно-хлоридного, кальциево-натриевого состава непосредственно связаны с сульфатно-карбонатными карстующимися породами или же формируются за счет селективного выщелачивания растворимых минералов из терригенных отложений и последующих ионнообменных процессов.

Формирование сульфидных вод, генетически связанное с накоплением иона $\text{НСО}'_3$, заставляет с особым вниманием подходить к вопросу о взаимосвязи месторождений этих вод с карбонатным карстом. И. Н. Шестов и Ф. М. Тверье [1] выделяют зону накопления свободной углекислоты, связанную с активной жизнедеятельностью сульфатредуцирующих бактерий. Свободная углекислота в подземных водах, как известно, одно из необходимых условий развития карста в карбонатах. Следовательно, образование сероводорода должно сопровождаться формированием вторичной пористости и кавернозности в тех интервалах, где он интенсивно генерируется.

Для генерирования и накопления сероводорода в подземных водах важным фактором является степень динамичности и закрытости водоносных комплексов. Большинство исследователей, изучающих нефтяную гидрогеологию, под закрытостью водоносных систем понимают наличие водонепроницаемой кровли, что, естественно, имеет первостепенное значение для формирования и сохранения относительно легких углеводородов. Существует и другая точка зрения на понятие гидрогеологической закрытости или раскрытости водоносных систем — это степень динамичности подземных вод вне зависимости от того, имеется ли над водоносным комплексом ненарушенная литологическая покрывка.

Так как основные месторождения сульфидных минеральных вод находятся в закрытых водоносных системах, принято считать, что здесь же происходит наиболее интенсивная генерация сероводорода. Такой вывод, возможно, справедлив для отдельных районов. В большинстве же случаев высокое содержание H_2S в закрытых структурах объясняется не высокой скоростью генерации сульфидов, а их длительным накоплением и сохранностью благодаря крайне низкой динамичности под-

земных вод. Прав А. И. Ривман [2], указывающий на динамичность подземных вод как необходимое условие формирования сульфидных вод месторождений Авгано-Таджикского и Ферганского бассейнов.

На востоке Русской платформы сульфидные минеральные воды имеют широкое региональное распространение в карбонатных отложениях карбона и нижней перми [3]. При этом большая часть их приурочена к литологически закрытым структурам (Усть-Качка, Краснокамск, Пермь, Ижевск и др.). Высокое содержание сульфидов в указанных месторождениях обусловлено в первую очередь их длительным накоплением и благоприятными условиями сохранности.

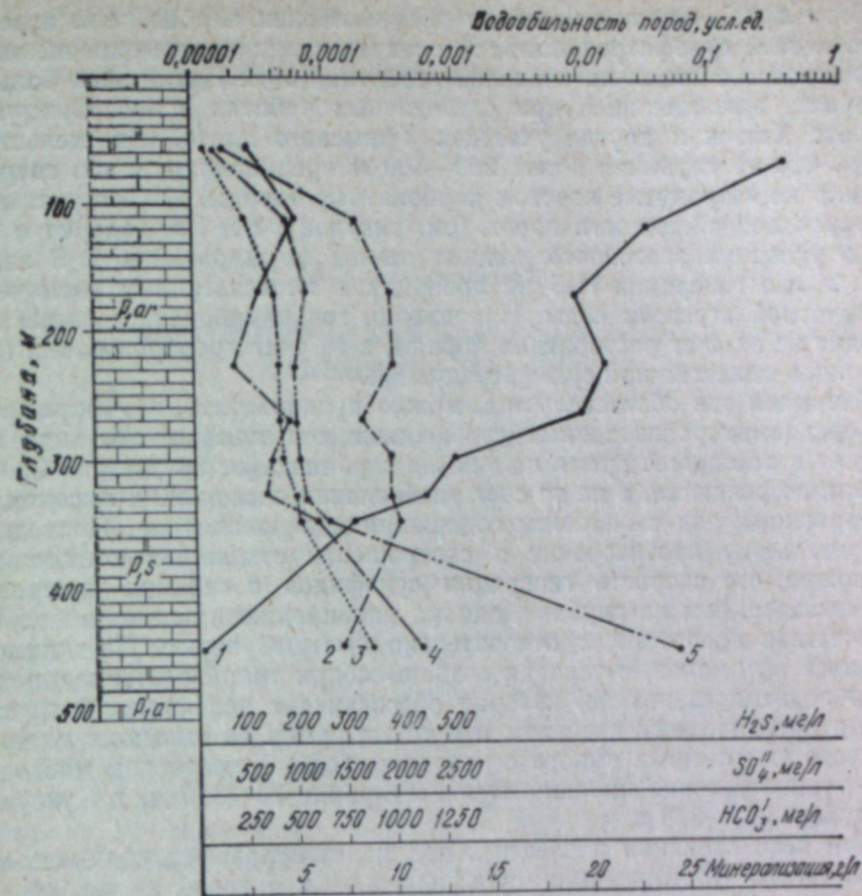
Меньшая часть месторождений сульфидных вод востока Русской платформы связана с литологически открытыми водоносными системами. Это месторождения Уфимского плато: курорта Ключи, менее известные участки вновь выявленных сульфидных вод в Суксуне Пермской области, в Новом Селе Свердловской области. На этих месторождениях можно проследить изменение динамики, состава и минерализации подземных вод и содержания сероводорода в вертикальном разрезе, начиная от горизонтов пресных вод и кончая зоной хлоридно-натриевых рассолов. На этой основе можно дать относительную оценку скорости генерации сероводорода в различных интервалах.

А. М. Овчинников [4] и другие исследователи считают, что слабо-минерализованные сульфидные воды нижнепермских карбонатных пород курорта Ключи образуются за счет подъема минеральной воды по сбросу или по тектонически нарушенной зоне из более глубоких горизонтов. Г. А. Максимович, В. Н. Иванов, И. Н. Шестов, А. А. Оборин, А. В. Шурубор [5], И. Н. Шестов и З. А. Шилева [6] пишут, что сероводородные воды образуются здесь на глубине более 400 м, ближе к поверхности земли они разбавляются вследствие смешения с более пресными водами.

На протяжении многих лет нами проводились вертикальные гидрохимические опробования скважин на курорте Ключи, вновь пробуренных скважин в пос. Суксун и в других местах. Опробование скважин подтверждает ранее высказанное представление о преимущественном развитии карста вблизи уровня подземных вод и стягивании подземного стока к этому интервалу [7]. Ниже указанного интервала, вследствие быстрого уменьшения динамичности подземного потока и возрастающего отношения смоченной поверхности породы к объему взаимодействующей воды, минерализация последней резко повышается.

Изменение динамичности подземных вод, содержания сульфидов и некоторых генетически связанных с ними ионов, общей минерализации воды зависит от глубины (см. рисунок). Для характеристики изменения динамичности подземных вод и водообильности пород принята предложенная Ю. А. Ежовым [8] условная величина, представляющая удельный дебит, отнесенный к мощности опробованного интервала. Этот показатель более объективно отражает реальное изменение трещиноватости и пористости пород с глубиной по сравнению с общепринятыми линейными и другими коэффициентами закарстованности.

Из приведенных материалов видно, что на Уфимском плато закарстованность и водообильность пород с глубиной быстро уменьшаются: уже на глубинах 300—400 м водообильность пород сокращается в десятки и сотни тысяч раз. Подвижность подземных вод сокращается как за счет уменьшения трещинно-порового пространства, так и за счет удлинения путей циркуляции. В результате содержание отдельных



Изменение водообильности пород, общей минерализации воды и некоторых компонентов с глубиной по скв. 3/62 на курорте Ключи.

1 — водообильность; 2—4 — содержание: 2 — SO₄^{''}, 3 — H₂S, 4 — HCO₃[']; 5 — общая минерализация.

компонентов и общая минерализация воды быстро возрастают. При этом их изменение зеркально отражает кривую водообильности пород.

В скв. 3/70 в пос. Суксун уже на глубине 240—400 м нами была встречена вода хлоридного кальциево-натриевого состава с минерализацией до 100 г/л и более.

Таким образом, с глубины 300—400 м водоносная система, не имеющая литологической покрывки, по степени динамичности напоминает типично закрытую структуру. Формирование сульфидных вод здесь мало отличается от аналогичного процесса в литологически закрытых нижнепермских отложениях к западу от Уфимского плато, где высокие содержания сероводорода обусловлены не высокими темпами генерации H₂S, а его длительным накоплением. Свидетельством этому служит снижение содержания сульфатного иона по сравнению с вышележащими даже при относительно невысоком содержании H₂S в воде. Иными словами, выщелачивание и перенос иона SO₄^{''} отстают от скорости генерации H₂S и тем самым замедляют процесс сульфатредукции.

Если придерживаться мнения об увеличении карбонатной агрессии в результате сульфатредукции, то следует ожидать повышенной активности карста в зонах интенсивной генерации H_2S . Достаточно большой материал, накопившийся при разведочных работах в пос. Суксун, на курорте Ключи и других участках Уфимского плато, свидетельствует о том, что на глубинах более 200—300 м преобладают слабо затронутые или не затронутые карстом карбонатные породы. На это указывает и кривая водообильности пород (см. рисунок). Все это говорит о том, что в условиях застойного режима темпы формирования H_2S замедлены и что генерация H_2S не приводит к существенному увеличению карбонатной агрессии воды. Накопление гидрокарбонатного иона происходит не за счет растворения породы, а за счет преобразования органического вещества при сульфатредукции.

Учитывая эти обстоятельства, можно предполагать, что формирование среднеминерализованных сульфидных вод ключевского типа происходит в настоящее время на тех же глубинах (от 50 до 200—300 м), где они встречаются, а не за счет разбавления восходящих высокоминерализованных вод с большим содержанием сероводорода. Последнему обстоятельству противоречит и соотношение отдельных компонентов. Возможно, что скорость генерации сульфидов в верхних интервалах значительно больше, чем на глубине, однако накоплению их здесь в больших количествах препятствует относительно быстрый вынос. По-видимому, наиболее оптимальные условия создаются при такой степени динамичности подземного потока, которая обеспечивает необходимый привнос SO_4^{2-} и органического вещества и в то же время не вызывает слишком быстрого окисления и выноса сероводорода. На Ключевском месторождении такие условия наблюдаются на глубине 70—300 м, в Суксуне — на глубине 200—350 м.

При использовании подземных вод целесообразно объединять зону современного формирования сульфидных вод с зоной более древних накопленных сероводородных вод.

ЛИТЕРАТУРА

1. И. Н. Шестов, Ф. М. Тверье. Роль свободной CO_2 в пластовых водах палеозойских отложений в формировании карстовых коллекторов. — Карстовые коллекторы нефти и газа. Пермь, 1973.
2. А. И. Ривман. О признаке гидрогеологической раскрытости месторождений сульфидных вод (на примере месторождений Авгано-Таджикского и Ферганского бассейнов). — Вопросы изучения лечебных минеральных вод, грязей и климата. М., 1976.
3. И. Н. Шестов. Нижнепермские сероводородные воды и их практическое значение. — Нижнепермские отложения Камского Предуралья. Пермь, 1973.
4. А. М. Овчинников. Минеральные воды. М., Госгеолтехиздат, 1963.
5. Г. А. Максимович, В. Н. Иванов, И. Н. Шестов, А. А. Оборин, А. В. Шурубор. К вопросу формирования химического состава подземных вод Пермской области. — Геология и нефтегазоносность Пермского Прикамья. Труды ВНИГНИ, 1967, вып. 65.
6. И. Н. Шестов, З. А. Шилева. Сульфидные трещинно-карстовые воды Сыктывинской депрессии. — Вопросы карстологии. Пермь, 1969.
7. А. В. Турышев, Л. Д. Перевозчикова. О влиянии карста на вертикальную гидрохимическую зональность. — Труды Ин-та геологии и геохимии Урал. фил. АН СССР, 1965, вып. 76.
8. Ю. А. Ежов. Изучение вертикальной гидродинамической зональности карстующихся толщ Кизеловского каменноугольного района. — Труды Ин-та геологии Урал. фил. АН СССР, 1962, вып. 62.

В. К. КОКАРОВЦЕВ

ЛИТОЛОГИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ КАРБОНАТНОЙ ГАЖИ

Гажа — широко распространенная среди неморских карбонатных отложений рыхлая известковая порода, образующаяся в основном в озерных, а также в болотно-озерных условиях. Это белые и серые осадки, чаще светлых, иногда желтых, кремовых или темных оттенков. Ряд исследователей описывают такие отложения под разными названиями: известковый туф [1—6], альм, луговая [7, 8], озерная [9, 10], ключевая [11], пресноводная известь [3, 4, 9, 10, 12—14], озерный [8, 15] и болотный мел [16], пресноводный [17—20], озерный [7, 15, 17, 20—24], луговой [7, 18], известковый мергель [25], мергель [19, 26, 27], пресноводный [17, 18], луговой [6, 17, 25], раковистый известняк [25], известковый сапропель [28], гиттия [29], калькит [30], лимнокальцит [7, 17] и даже травертин [31]. Для упорядочения терминологии мы вслед за С. С. Виноградовым [32], Т. Д. Бартош [12] и в соответствии с «Геологическим словарем» [17] называем описываемые образования гажей (карбонатной).

Типичная гажка внешне напоминает тонкозернистые пески и на 40—90% сложена частицами размером менее 0,1 мм. Как установлено нами в результате комплексных литологических исследований гажки Пермского Предуралья на образцах Осинцевского и Ереминского месторождений¹, примерно 15—60% ее составляют песчаные фракции (5—0,05 мм) и 40—85% — глинистые (0,05—0,001 мм). Частицы крупнее 1 мм чаще всего представлены раковинами моллюсков и реже сцементированными агрегатами карбоната кальция, растительными остатками и т. п.

Результаты минералогического анализа свидетельствуют, что гажка сложена в основном карбонатом кальция, в качестве примеси присутствуют минералы группы кремнезема, полевой шпат и гидрослюда. В незначительном количестве (1% и менее) встречаются амфиболы, марганцовистые минералы и гидроокислы железа. Количество других минералов (магнетит, хромит, гранат, эпидот, биотит, лейкоксен, рутил, пирит, муассанит, апатит, ангидрит, гипс) незначительно. Карбонат кальция представлен кальцитом, минералы группы кремнезема — кварцем, халцедоном, реже опалом. Особое место в гажке занимают растительные остатки.

Как правило, центральные части залежей сложены чистой гажкой с незначительным количеством терригенного материала и торфа. Количество терригенного материала увеличивается на периферийных участ-

¹ Анализы выполнены в минералогической лаборатории Уральского территориального геологического управления в 1974 г. под руководством К. А. Поташко.

ках и к подошве залежи. Торф чаще всего подстилает и перекрывает залежи гажы, хотя нередко образует в ней прослойки или обособленные крупные линзы. Нижние залежи торфа отличаются повышенной известковистостью (до 30—50% CaCO₃), а верхние — слабой. Гажа и торфоизвестковые отложения залегают на серых глинах и песчано-глинистых осадках, которые на границе с гажей характеризуются повышенной известковистостью.

Представление о химическом составе гажы, торфа, подстилающих глин, разновидностей глинисто-торфяно-известковых отложений дает табл. 1. Характерная особенность рассматриваемых отложений — то, что они сложены в основном тремя породообразующими компонентами: карбонатами, глиной и торфом.

Карбонаты представлены фактически одним кальцитом, так как низкое содержание MgO исключает наличие доломита. Минералогические исследования показывают, что магний присутствует либо в качестве изоморфной примеси в кальците, либо связан с гидрослюдой и амфиболами, чем и объясняется увеличение количества MgO в отложениях с повышенным содержанием терригенного материала. Это не всегда учитывается при геологоразведочных работах и при пересчете MgO на MgCO₃ в отложениях гажы [12].

Торф устанавливается химическими анализами по повышенной потере при прокаливании или определением CO₂орг. Вивианит и пирит в значительных количествах практически не встречаются в чистых отложениях гажы, а приурочены к существенно торфянистым ее разновидностям, образовавшимся в озерно-болотных обстановках. Иногда железо присутствует в форме гидроокислов, окрашивая осадки в желтый или оранжевый цвет. Часть фиксируемого при химических анализах железа связана с терригенным материалом.

Таким образом, проведенные исследования позволяют обоснованно выделить в рассматриваемом типе озерных отложений три основных породообразующих компонента — гажу, торф и глину. При этом в отдельных случаях под «торфом» следует понимать органический, а под «глиной», как правило, терригенный (неорганический, некарбонатный) материал. В связи с этим в нашей классификации термин «глина» заменен «алевритом», но в каждом конкретном случае, когда надежно установлено наличие глины или песка, в название породы следует вводить эти наименования.

Разработанная нами литологическая классификация гажы Предуралья (алеврито-торфяно-известковых осадков) существенно отличается от известных классификаций голоценовых пресноводных известковых отложений, составленных К. Бамбергом, И. Я. Данилансом, И. К. Савицкасом для Прибалтики и А. А. Костко — для Белоруссии. Поскольку имеется довольно обстоятельный критический разбор прибалтийских классификаций, выполненный А. А. Костко [30], мы ограничимся лишь указанием на основное отличие предлагаемой нами классификации от существующих.

В основу существующих классификаций положена двухкомпонентная система: пресноводная известь (кальцит) — примесь (глина, песок, торф, сапропель, Fe₂O₃). Несмотря на кажущуюся детальность этих классификаций, они не отражают сложного состава отложений, который включает, как минимум, три породообразующих компонента. Даже в наиболее стройной классификации А. А. Костко не выдержан принцип выделения литологических разновидностей. Так, в рядах кальцит —

Таблица 1

Химический и литологический состав отложений из месторождений гажы Пермского Предуралья, %

№ проб	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	TiO ₂	MnO	Na ₂ O	K ₂ O	SO ₂	P ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма	Гажа (CaCO ₃)	Торф	Алеврит	
																		Осинцевское месторождение
К-588	50,75	0,38	0,74	0,14	0,21	—	0,01	—	0,05	0,04	—	—	—	44,95	97,27	90,6	5,2	4,2
К-589	47,86	0,24	3,04	0,76	0,44	—	0,02	—	0,11	0,10	—	—	—	44,95	97,52	85,4	7,4	7,2
К-587	39,04	0,88	17,31	3,36	0,62	0,84	0,14	—	0,70	0,41	—	—	—	35,31	98,61	69,7	4,6	25,7
259-2	34,60	0,21	8,60	1,74	1,26	0,71	0,22	0,06	0,16	0,08	1,39	0,16	—	49,22	98,41	61,7	22,2	16,1
338-2	33,11	0,64	2,12	0,87	0,94	—	0,39	0,03	0,08	0,08	3,60	0,36	—	57,96	98,24	59,1	34,0	6,9
340-2	24,60	0,64	3,14	0,59	2,87	1,42	0,62	0,05	0,12	0,08	3,60	0,19	—	60,98	98,90	43,9	41,6	14,5
96-3	23,64	0,87	13,06	3,87	5,27	2,70	0,26	0,17	0,22	0,18	1,32	0,14	—	45,20	96,90	42,2	26,6	31,2
124-3	20,00	0,21	2,20	0,05	0,64	0,00	0,03	0,06	0,12	0,12	0,92	0,09	—	72,52	96,84	35,7	57,0	7,3
К-586	18,71	1,07	44,12	8,08	1,85	1,30	0,34	—	1,85	1,35	—	—	—	18,49	97,16	33,4	4,0	62,6
98-3	14,01	1,93	19,88	5,51	4,74	—	0,46	0,05	0,52	0,6	4,81	0,20	—	44,08	96,79	25,0	33,1	41,9
5м-4	12,73	0,43	4,10	1,29	1,58	3,13	0,09	0,09	0,12	0,3	1,02	0,22	—	73,55	98,65	22,7	63,6	13,7
487-1	7,08	0,42	2,92	0,82	0,46	0,00	0,02	0,19	0,06	0,06	—	0,14	—	84,37	96,54	12,6	78,8	8,6
Сыринское месторождение																		
67-4	39,80	0,31	2,54	1,24	1,08	0,00	0,06	0,02	0,08	0,10	0,77	0,09	—	50,70	96,79	71,0	19,5	9,5
110-1	7,44	0,64	8,86	2,28	7,07	0,00	0,11	—	0,33	0,15	4,13	0,19	—	66,18	97,38	13,8	60,2	26,0
105-1	7,44	1,49	46,90	9,81	4,71	0,00	0,11	—	1,26	0,62	1,06	0,24	—	21,17	94,81	13,2	15,2	71,6
116-2	6,25	1,49	39,90	8,12	2,75	0,00	0,30	—	1,26	0,55	0,72	0,23	—	32,89	94,46	11,1	28,0	60,9
68-1	6,13	1,39	25,60	5,77	2,16	2,43	0,49	0,04	0,60	0,62	0,16	0,26	—	54,28	99,93	10,9	49,5	39,6
Ереминское месторождение																		
К-597	32,12	1,03	21,25	4,50	0,16	—	0,23	0,02	0,34	0,63	—	—	—	37,44	100,01	57,3	12,2	30,5
6282-3	26,23	1,13	23,81	4,73	2,35	—	0,26	0,03	0,43	0,54	—	—	—	33,47	93,13	46,8	12,4	40,8
Хорятское месторождение																		
4ш-3	20,66	23,3	30,50	7,47	3,14	—	0,34	—	—	—	—	—	—	31,25	98,10	36,9	14,6	48,5

Классификация отложений гаж

Тип пород	Литологические группы пород и их наименование	Номера классов и их литологическая характеристика	Содержание, %		
			CaCO ₃	Торф	Алеврит
Гаж	Iк. Гаж высокоизвестковая	1к. Гаж	80—100	0—10	0—10
		2к. Гаж торфянистая	70—90	10—20	0—10
		3к. Гаж алевритистая	70—90	0—10	10—20
		4к. Гаж торфянистая алевритистая	60—80	10—20	10—20
	IIк. Гаж торфяная	5к. Гаж торфяная	50—80	20—40	0—10
		6к. Гаж сильноторфяная	50—60	40—50	0—10
		7к. Гаж алевритистая торфяная	50—70	20—40	10—20
		8к. Гаж алевритовая торфяная	50—60	20—30	20—25
	IIIк. Гаж алевритовая	9к. Гаж алевритовая	50—80	0—10	20—40
10к. Гаж сильноалежитовая		50—60	0—10	40—50	
11к. Гаж торфянистая алевритовая		50—70	10—20	20—40	
12к. Гаж торфяная алевритовая		50—60	20—25	20—30	
Торф	Iг. Торф высокоорганический	1г. Торф	0—10	80—100	0—10
		2г. Торф известковый	10—20	70—90	0—10
		3г. Торф алевритистый	0—10	70—90	10—20
		4г. Торф известковый алевритистый	10—20	60—80	10—20
	IIг. Торф известковый	5г. Торф известковый	20—40	50—80	0—10
		6г. Торф сильноизвестковый	40—50	50—60	0—10
		7г. Торф алевритистый известковый	20—40	50—70	10—20
		8г. Торф алевритовый известковый	20—30	50—60	20—25
	IIIг. Торф алевритовый	9г. Торф алевритовый	0—10	50—80	20—40
10г. Торф сильноалежитовый		0—10	50—60	40—50	
11г. Торф известковый алевритовый		10—20	50—70	20—40	
12г. Торф известковый алевритовый		20—25	50—60	20—30	
Але- врит	Iг. Алежит высокотерригенный	1г. Алежит	0—10	0—10	80—100
		2г. Алежит известковый	10—20	0—10	70—90
		3г. Алежит торфянистый	0—10	10—20	70—90
		4г. Алежит известковый торфянистый	10—20	10—20	60—80
	IIг. Алежит известковый	5г. Алежит известковый	20—40	0—10	50—80
		6г. Алежит сильноизвестковый	40—50	0—10	50—60
		7г. Алежит торфянистый известковый	20—40	10—20	50—70
		8г. Алежит торфяный известковый	20—30	20—25	50—60
	IIIг. Алежит торфяной	9г. Алежит торфяной	0—10	20—40	50—80
10г. Алежит сильноторфяной		0—10	40—50	50—60	
11г. Алежит известковый торфяной		10—20	20—40	50—70	
12г. Алежит известковый торфяной		20—25	20—30	50—60	

глина, кальцит — песок, кальцит — торф, кальцит — сапропель, кальцит — Fe₂O₃ к чистому кальциту отнесены известковые породы в одних случаях при наличии в них до 10% примесей, в других — до 15%; к чистым глинам и пескам отнесены соответствующие породы с примесью до 5% CaCO₃, к торфу и сапропелю — с примесью до 25% CaCO₃, к лимониту — с примесью до 50% CaCO₃. Наконец, промежуточные литологические разновидности, выделенные в рассматриваемых рядах, содержат различные количества основного компонента и примеси. Например, в известковистых глинах и песках содержится 5—25, в известковистых торфах и сапропеле 25—50%, а в известковистом лимоните — даже 50—75% CaCO₃.

На основании изучения литологического и химического состава пород на месторождениях гаж в Предуралье нами выделены следующие основные литологические типы пород: гаж, торф, алеврит при содержании каждого породообразующего компонента от 50 до 100% и наличии примесей от 0 до 50%. Породе смешанного состава (алежитово-торфо-гаж), где количество каждого породообразующего компонента от 0 до 50%, мы предлагаем название альм.

Основные типы пород (гаж, торф, алеврит) в зависимости от количества примеси каждого из двух других компонентов подразделяются на четыре разновидности: чистые (0,0—10%), слабо- (10—20%), средне- (20—40%) и сильно- (40—50%) алевритовые, торфяные и известковые отложения (табл. 2). Классификация графически изображена в виде треугольника (см. рисунок).

В соответствии с изложенными принципами поле классификационного треугольника разбито на четыре равновеликих треугольника. Три из них отвечают основным типам пород (или их комплексам) — гаже, торфу, алевриту, четвертый — смешанным отложениям (альму). В основных типах пород в зависимости от количества примесей и их соотношения выделено двенадцать литологических разновидностей. Такие разновидности названы классами и обозначены арабскими цифрами (№ 1—12). Для распознавания классов в разных типах пород к цифрам добавлены соответствующие литеры: а (альм), г («глина», алеврит), т (торф), к (кальцит, гаж).

В основных типах пород каждые четыре наиболее близких по составу класса объединены в литологическую группу (см. табл. 2 и рисунок). Литологическим группам присвоены названия, отражающие состав отложений. Если детальное разделение на классы полезно при камеральной обработке материалов геологоразведочных работ, а также при специальных исследованиях, то выделение литологических групп, т. е. основных важнейших литологических разновидностей, возможно и необходимо при полевых наблюдениях.

Приведенный рисунок не только иллюстрирует табл. 2 и принципы выделения литологических разновидностей в основных типах пород, но и позволяет понять характер разделения отложений смешанного состава. Как видно, средний треугольник, отвечающий альму, разбит иначе, чем крайние, что является прямым следствием двух основных факторов: с одной стороны, сложного, смешанного литологического состава отложений, а с другой — положенного в основу классификации принципа выделения в породе литологических классов и групп смесей, характеризующихся наиболее близкими или равными значениями количества примесей (или даже всех трех породообразующих компонентов). Поскольку альм литологически представляет собой смесь трех компо-

Продолжение табл. 2

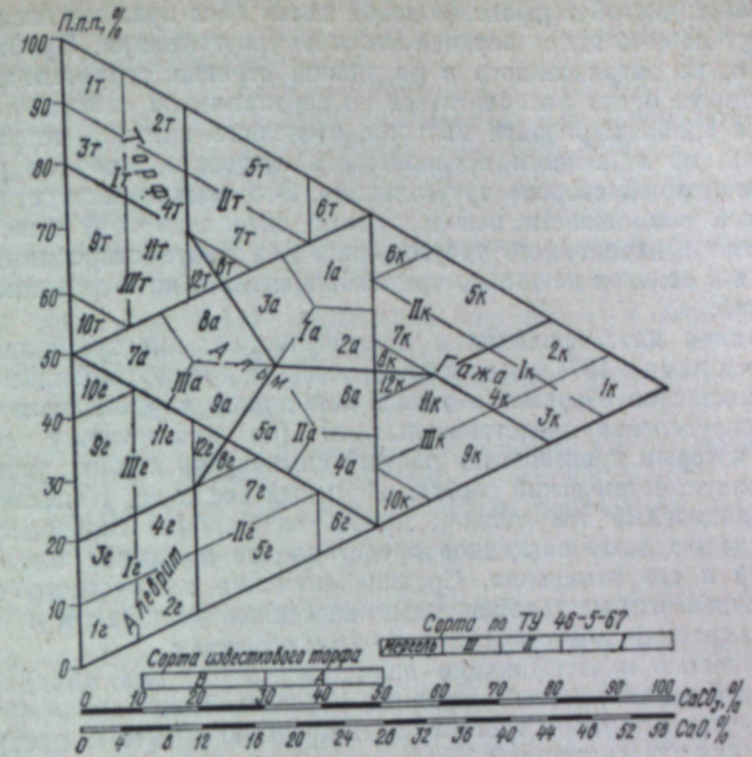
Тип пород	Литологические группы пород и их наименование	Номера классов и их литологическая характеристика	Содержание, %		
			CaCO ₃	Торф	Алеврит
Альм	Iа. Альм торфяно-известковый	1а. Альм сильноторфяной сильноизвестковый	35—50	35—50	0—20
		2а. Альм алевритовый торфяной сильноизвестковый	33—50	25—40	15—33
		3а. Альм алевритовый сильноторфяной известковый	25—40	33—50	15—33
		4а. Альм сильноалевритовый сильноизвестковый	35—50	0—20	35—50
	IIа. Альм алеврито-известковый	5а. Альм сильноалевритовый торфяной известковый	25—40	15—33	33—50
		6а. Альм алевритовый торфяной сильноизвестковый	33—50	15—33	25—40
		7а. Альм сильноалевритовый сильноторфяной	0—20	35—50	35—50
	IIIа. Альм алеврито-торфяной	8а. Альм алевритовый известковый сильноторфяной	15—33	33—50	25—40
		9а. Альм сильноалевритовый известковый торфяной	15—33	25—40	33—50

ментов, то равновеликие содержания каждого из них найдены в результате пересечения медиан треугольника. В свою очередь каждая литологическая разновидность разбита на три класса, близкие по количественному составу основных компонентов и примесей, но отличающиеся их отношениями.

Из описания классификационного треугольника следует, что три четверти его приходится на долю полезного ископаемого (гажи, альма, торфа), а одна — на некондиционные балластные породы. Если рассматривать торфо-известковые отложения (или смеси) в качестве сырья для известкования кислых почв, то в этом случае необходимо знать не только содержание карбоната кальция в них, но и количество примесей. Известно, что торф является ценным органическим материалом для бедных гумусом подзолистых почв, а глина и песок существенно влияют на технико-экономические показатели известкования почв. Поэтому сырье, относящееся к группам Iк, IIк, Iа, Iт, IIт, будет значительно ценнее в агрохимическом и экономическом отношениях, чем сырье групп IIIк, IIа, IIIа, IIIт, несмотря на равное количество CaCO₃.

Рассматриваемая классификация согласуется с действующими техническими условиями на местные известковые материалы (ТУ 46—5—67, см. рисунок). В то же время выявляется определенный недостаток в технических условиях, в которых известковое сырье с содержанием CaCO₃+MgCO₃ в количестве 50—60% отнесено к мергелю. На классификационном треугольнике видно, что остальные 40—50% породы не обязательно будут представлены глиной, а поэтому нет оснований называть местные рыхлые отложения мергелем только потому, что они обладают относительно невысоким содержанием карбонатов.

Торфяные отложения, характеризующиеся нередко значительной известковистостью, должны рассматриваться как источник не только органического вещества, но и карбоната кальция. При высоких дозах внесения торфа на поля (порядка 60—100 т/га) даже низкие содержа-



Классификация отложений гаж.
Объяснение см. в тексте.

ния CaCO₃ — в количестве 10—15% — одновременно обеспечивают известкование земель и тем самым повышают эффективность работ. Для оценки торфа как известкового материала, залегающего на месторождениях гаж, нами были выделены два класса известкового торфа: класс Б (с содержанием CaCO₃ 10—30%) и класс А (с содержанием CaCO₃ 30—50%). Такие классы выделяются нами во всех литологических группах торфа и альма.

Классификация отложений гаж по отдельным пробам или характеристика сырья по среднему химическому составу в разрезе, блоке, месторождении наиболее эффективно достигается нанесением на классификационный треугольник точки по двум координатам — потери при прокаливании по оси абсцисс и CaO (или CaCO₃) — по оси ординат. Исключение из потери при прокаливании CO₂нарб достигается особым положением классификационного треугольника на плоскости. Его крайняя правая вершина имеет координаты: CaCO₃ 100% (CaO 56,04%), п.п.п. 43,96%, что соответствует теоретическому содержанию CO₂ в кальците.

Нанеся в прямоугольной системе координат точку на поле классификационного треугольника, можно в координатах треугольника определить содержание торфа и алеврита. Содержание торфа изменяется от 0 до 100% от нижней стороны треугольника к вершине в левом верхнем углу, содержание алеврита растет от 0 до 100% в направлении от верхней правой стороны треугольника до его вершины в левом нижнем углу.

Пробы из чистой торфоизвестковой смеси (без примеси песка и глины) будут лежать вдоль верхней стороны треугольника. Пробы некарбонатного, но загрязненного в различной степени терригенным материалом торфа будут располагаться по вертикальной стороне треугольника. Все пробы карбоната кальция, имеющего примесь терригенного материала, но лишенного органического вещества, должны располагаться по нижней стороне треугольника. Это свидетельствует о принципиальной возможности использования литологической классификации и классификационного треугольника для диагностирования встречающихся в осадках не только трехкомпонентных, но и двухкомпонентных смесей.

Описанная классификация и классификационный треугольник используются нами с 1974 г. для литологического диагностирования сырья (преимущественно озерных, а также источников карбонатных образований), определения представительности (по химическому составу) проб, по которым производится полный химический анализ, устанавливается гранулометрический состав, объемный вес и др. Нанесенные на классификационный треугольник пробы по блокам, горизонтам или месторождению дают наглядное представление о химическом составе отложений и его изменении. Средние значения химического состава гажи по отдельным месторождениям, нанесенные на поле треугольника, позволяют сравнить качество сырья по этим объектам.

Особенностью классификации является то, что она объединяет в себе полевой и камеральный варианты. Литологическая классификация гажи отвечает основным требованиям, предъявляемым к построению геологических классификаций [33].

ЛИТЕРАТУРА

1. В. К. Воскресенский, А. М. Кропачев, А. М. Кутергин. О химическом составе известковых туфов Чагинского, Пермско-Сергинского и Березовского районов Пермской области.— Уч. зап. Пермского гос. ун-та, 1959, т. 14, вып. 1.
2. Г. Г. Каменский. Известняки, мергеля, известковые туфы и гипсы Свердловской области. Свердловск, 1937.
3. В. К. Кокаровцев. Основные геолого-гидрогеологические факторы формирования месторождений известковых туфов в голоцене.— Гидрогеология и карстоведение, вып. 7. Пермь, 1975.
4. В. К. Кокаровцев. Геология и ресурсы карбонатных пород Пермской области.— Известкование кислых почв в Предуралье. Пермь, 1976.
5. Г. А. Максимович. Известковые туфы и их место в карбонатном литогенезе.— Вопросы изучения и использования известковых туфов. Пермь, 1973.
6. Э. Ог. Геология, т. 1. Геологические явления. Изд. 4-е. Перев. с франц. проф. А. П. Павлова. М.—Л., 1932.
7. Атлас текстур и структур осадочных горных пород, ч. 2. Карбонатные породы. М., «Недра», 1969.
8. O. Gehl. Seekreide, ein wenig beachteter Rochstoff von ortlicher Bedeutung fur Land- und Bauwirtschaft.— Zs. Angew. Geol., 1959, Bd 5, N 2.
9. Т. Д. Бартош, И. П. Пакалне, Э. Я. Сталбова. Геология и ресурсы пресноводной извести Латвийской ССР. Рига, «Зинатне», 1968.
10. И. Я. Даниланс. О терминологии и классификации послеледниковых пресноводных известковых отложений и их залежей.— Материалы по изучению пресноводных известковых отложений. Рига, 1959 (АН Латв. ССР).
11. Известкование кислых почв. Под ред. Н. С. Авдонина, А. В. Петербургского и С. Г. Шедерева. М., «Колос», 1976.
12. Т. Д. Бартош. Геология и ресурсы пресноводных известковых отложений Латвии. Средняя полоса европейской части СССР. Рига, «Зинатне», 1976.
13. Р. П. Мякиль. Распространение и стратиграфия озерных известковых отложений в Эстонии. Автореф. канд. дисс. Таллин, 1964.

14. В. П. Шабунина, В. К. Кокаровцев, Т. Н. Корсакова. Осницевское и Заспаловское месторождения пресноводной извести.— Вопросы изучения и использования известковых туфов. Пермь, 1973.

15. Д. В. Наливкин. Учение о фациях, т. 2. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1956.
16. M. Kamiński. Zagadnienie podstawowych baz surowcowych przemyslu materialow budowlanych w Polsce.— Przegl. Geol., 1954, N 10.
17. Геологический словарь, т. 1, 2. М., «Недра», 1973.
18. Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Э. А. Струве. Петрографический словарь. М., Госгеолтехиздат, 1963.
19. Z. Chudecki, C. Koźmiński. Gospodarcze znaczenie pikladow marglu w rejonie jeziora Miedwie.— Zesź. nauk. Wyższa szkoła roln. Szczecinie, 1964, N 12.
20. J. Kovanda. Ložiska sladkovodnich kříd, pěnovců a slatin v jihozápadní části Českého krasu.— Geol. Pruzkum, 1962, t. 4, N 4.
21. В. В. Стефановский. О возрасте и условиях формирования агрохимических руд Урала.— Вопросы изучения и использования известковых туфов. Пермь, 1973.
22. Ф. М. Суэйн. Геохимия некоторых четвертичных озерных отложений в Северной Америке.— Четвертичный период в США, т. 1. М., «Мир», 1968.
23. K. Klement. Přírodní vápenatá minerální hnojiva.— Geol. Pruzkum, 1965, t. 7, N 5.
24. K. Wieckowski. Osady denne jeziora Mikolajskiego.— Prace Geogr. Inst. PAN, 1966, N 57.
25. Разведка торфяных месторождений. Методическое руководство. М., «Недра», 1966.
26. R. M. Moxham, R. A. Eckhart. Marl deposits in the Knik Arm area Alaska.— Survey Bull., 1956, N 1039—A.
27. P. Terlecky, Jr. Michael. The origin of a Late Pleistocene and Holocene marl deposit.— J Sediment. Petrol., 1974, vol. 44, N 2.
28. И. К. Савицкас. Некоторые итоги исследований пресноводных известняков в Литовской ССР с целью использования их в качестве известкового удобрения.— Материалы по изучению пресноводных известковых отложений. Рига, 1959 (АН Латв. ССР).
29. J. Stasiak. Charakterystyka gytii Wapiennej złoža Kruklin.— Roczn. Nauk. Roln., 1966, vol. A92, N 3.
30. А. А. Костко. Классификация пресноводных известковых отложений голоцена.— Вопросы геологии антропогена. М., «Недра», 1972.
31. Дж. И. Сендерс, Дж. М. Фридмен. Происхождение и распространение известняков.— Карбонатные породы, т. 1. М., «Мир», 1970.
32. С. С. Виноградов. Оценка месторождений при поисках и разведке, вып. 9. Известняки. М., Госгеолтехиздат, 1951.
33. И. П. Шаратов. О геологических классификациях.— Вопросы геологии Приуралья и Зауралья. Пермь, 1966 (Пермск. политех. ин-т).

СОДЕРЖАНИЕ

	стр.
Гидрогеология и карст	
В. С. Лукин. Карст в карбонатно-сульфатных толщах платформенной части Пермского Предуралья	3
Г. А. Максимович. Карстосфера и типы карста	16
Г. К. Михайлов. Карст как регулятор подземного стока	22
А. Д. Бураков. Роль верхнепалеогеновых тектонических движений в развитии карста центральной части Уфимского амфитеатра	26
Ю. Е. Лобанов, С. И. Голубев, А. Ф. Рыжков. Морфогенез карстовых полостей	29
К. А. Горбунова. Гидратация ангидрита и сопутствующие ей явления	35
Г. А. Максимович, Е. А. Иконников. Карст северной части Юрюзано-Сылвинской депрессии	42
Е. П. Дорофеев. Провалы Ледяной горы	49
Ю. А. Ежов. К вопросу об интерпретации гидрохимических данных по Волго-Уральской нефтегазоносной области	54
В. С. Лукин. Микросейсмичность и условия строительства в карстовых областях Предуралья	59
В. А. Шерстобитов. Установка для дистанционного наблюдения за интенсивностью капели в пещерах	62
Полезные ископаемые, связанные с карстом	
А. Д. Бураков. О генезисе подрудной поверхности на месторождениях бокситов в бассейне р. Ай (Южный Урал)	67
А. В. Турышев. О взаимосвязи карста и некоторых типов минеральных вод	71
В. К. Кокаровцев. Литологическая классификация карбонатной гачи	75

УДК 551.44(49)+551.312

Карст в карбонатно-сульфатных толщах платформенной части Пермского Предуралья. Лукин В. С. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

В результате разрушения сульфатоносных толщ возникают новые типы покровов, отличающиеся сложным строением и большой мощностью. Различие природных обстановок увеличивает число разновидностей карста и неоднородность инженерно-геологических условий.

Иллюстраций 4. Библиогр. 25 назв.

УДК 551.44(49)+551.312

Карстосфера и типы карста. Максимович Г. А. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Обосновывается необходимость выделения в земной коре карстосферы — особой разновидности гиперсферы, где основными агентами природных процессов служат поверхностные внеусловные и, главным образом, подземные воды, взаимодействующие с растворимыми породами. На основе особенностей морфологии карстовых образований в тропических и субтропических условиях выделен новый тип карста — кубинский.

Таблиц 2. Библиогр. 18 назв.

УДК 551.44(49)+551.312

Карст как регулятор подземного стока. Михайлов Г. К. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Показано регулирующее влияние карста на формирование поверхностного и подземного стока Уфимского плато, заключающееся в увеличении водообильности пород, в более равномерном внутригодовом распределении стока и в неравномерном распределении по площади.

Библиогр. 7 назв.

УДК 551.448+551.781

Роль верхнепалеогеновых тектонических движений в развитии карста центральной части Уфимского амфитеатра. Бураков А. Д. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

В развитии карста выделяются древний и современный этапы. Древний карст формировался под влиянием мезозойско-палеогеновой гидросети. В верхнем олигоцене тектонические движения обусловили возникновение современных рек. Начался новый карстовый этап, который характеризуется менее крупными и, по-видимому, качественно иными формами карстового рельефа.

Иллюстраций 2. Библиогр. 1 назв.

УДК 551.44+551.491.5

Морфогенез карстовых полостей. Лобанов Ю. Е., Голубев С. И., Рыжков А. Ф. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Рассмотрена модель спелеоморфогенеза, основанная на предположении, что в карстовую полость превращается не трещина, а канал, образованный пересечением трещин. На примере полостей речного типа показано, что вытекающие из модели следствия совпадают с результатами спелеологических наблюдений. Предложен возможный механизм образования каналов.

Иллюстраций 3. Библиогр. 16 назв.

УДК 551.44(49)+551.312

Гидратация ангидрита и сопутствующие ей явления. Горбунова К. А. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Гидратация ангидрита в зависимости от местных физико-географических, геологических и гидрогеологических условий может идти двумя

путями: без увеличения объема породы за счет растворения части CaSO_4 подземными водами как метасоматический процесс и с увеличением объема от 30 до 67% (по данным разных авторов). При увеличении объема возникает давление, которое может быть причиной складчатых и разрывных нарушений как самих гипсов, так и контактирующих с ними пород. Деформации, вызванные гидратацией, проявляются в увеличении мощности пластов гипсо-ангидритовых пород, с образованием куполовидных поднятий и бугров вспучивания, плейчатости и дисгармоничных складок, трещин, микробросов, брекчий. Эти нарушения способствуют развитию карста. Они могут вызывать деформации сооружений.

Иллюстраций 1. Библиогр. 29 назв.

УДК 551.44(49)+551.312

Карст северной части Юрюзано-Сылвинской депрессии. Максимо-вич Г. А., Иконников Е. А. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

На основе ранее выделенных трех субмеридиональных карстовых зон уточнены сведения о карстовых явлениях, зависящих от условий залегания пород и тектонической трещиноватости. Известные карстовые формы дополнены карстовыми останцами, а типы полей карстовых воронок — полукольцевым типом.

Таблиц 1. Иллюстраций 2. Библиогр. 18 назв.

УДК 551.44(49)+551.312

Провалы Ледяной горы. Дорофеев Е. П. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

На Ледяной горе площадью 10 км², в которой находится известная Кунгурская пещера, с 1943 по 1976 г. зафиксировано 115 провалов, из них 62 в старых карстовых впадинах. Провалы возникают над вертикальными каналами и трещинами в сульфатных породах и сосредотачиваются в зонах интенсивного стока, имеющих северо-восточное простирание. Большая интенсивность провального процесса связана с раскрытием тектонических трещин в местах новейших поднятий, а также на крутых склонах долин. Отмечается связь частоты провалов с годовым количеством осадков и высотой речных паводков, а также с нарушениями природных условий в результате человеческой деятельности.

Иллюстраций 1. Библиогр. 4 назв.

УДК 551.491.4

К вопросу об интерпретации гидрохимических данных по Волго-Уральской нефтегазоносной области. Ежов Ю. А. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

В статье предложен новый способ графической интерпретации данных химического опробования скважин, который позволил выявить в Волго-Уральской нефтегазоносной области многочисленные очаги глубинного опреснения рассолов. На этой основе высказано предположение о существовании в земной коре трех гидрохимических зон: верхней, нарастающей, минерализации; средней, максимальной, минерализации и нижней, убывающей, минерализации.

Иллюстраций 2. Библиогр. 15 назв.

УДК 551.44(49)+551.312

Микросейсмичность и условия строительства в карстовых областях Предуралья. Лукин В. С. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Локальные землетрясения в Предуралье силой до 6 баллов, по мнению автора, вызываются обрушениями значительных блоков пород по трещинам разгрузки над зонами интенсивного растворения. Микросейсмичность карстовых районов и участков — важный показатель сосредоточения карста, интенсивности провального процесса и устойчивости территории.

Иллюстраций 1. Библиогр. 9 назв.

УДК 551.44(49)+551.312

Установка для дистанционного наблюдения за интенсивностью капели в пещерах. Шерстобитов В. А. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Описаны принцип действия и конструкция основных узлов установки для дистанционного наблюдения за интенсивностью капели в пещерах. Кратко изложены результаты, полученные с помощью установки в гротах Кунгурской ледяной пещеры.

Иллюстраций 4. Библиогр. 3 назв.

УДК 551.44(49)+551.312

О генезисе подрудной поверхности на месторождениях бокситов в бассейне р. Ай (Южный Урал). Бураков А. Д. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Рельеф и строение самсоновских известняков в подрудных толщах бокситовых месторождений сходны с современными береговыми и барьерными рифами. Впадины на поверхности самсоновских известняков, полости внутри их и рудная брекчия формировались в морских условиях в процессе неравномерного роста рифов и частичного их механического разрушения, а также растворения морской водой.

Иллюстраций 2. Библиогр. 10 назв.

УДК 551.44(49)+551.312

О взаимосвязи карста и некоторых типов минеральных вод. Турьшев А. В. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Подчеркивается значение взаимосвязи многих групп минеральных вод с сульфатно-карбонатными карстующимися породами. По-новому рассматриваются условия формирования сульфидных вод, связанные со степенью динамичности подземного стока. Возможности формирования этих вод могут возникать и при отсутствии литологических покровов, что необходимо учитывать при изысканиях с бальнеологическими целями.

Иллюстраций 1. Библиогр. 8 назв.

УДК 551.44(49)+551.312

Литологическая классификация карбонатной гажы. Кокаровцев В. К. «Карст и гидрогеология Предуралья». Свердловск, 1979 (УНЦ АН СССР).

Предложена классификация неморских карбонатных отложений на основе количества и качества примесей. Выделены четыре разновидности пород: гажы, алевроит, торф и альм (промежуточная). Классификация имеет практическое значение, так как объединяет полевой и камеральный варианты.

Таблиц 2. Иллюстраций 1. Библиогр. 33 назв.

**КАРСТ И ГИДРОГЕОЛОГИЯ
ПРЕДУРАЛЬЯ**

Труды Института геологии и геохимии
УНЦ АН СССР, вып. 140

*Утверждено к печати
Редакционно-издательским советом
Уральского научного центра АН СССР*

Редактор В. Е. Каюкова
Техн. редактор Н. Р. Рабинович
Художник М. Н. Гаринев
Корректоры Г. Н. Лобаченко, И. М. Мигачёва

РИСО УНЦ № 911—27(79). Сдано в набор 8/VI 1978 г.
НС 19010. Подписано к печати 7/II 1979 г. Тираж 700.
Заказ 413. Формат 70×100^{1/16}. Усл.-печ. л. 7,2.
Уч.-изд. л. 8,0. Бумага Типографская № 1. Цена 80 коп.

РИСО УНЦ АН СССР, Свердловск, ГСП-169,
Первомайская, 91.
Типография изд-ва «Уральский рабочий»,
г. Свердловск, пр. Ленина, 49.

80 коп.