

# ГИДРОГЕОЛОГИЯ и КАРСТОВЕДЕНИЕ

ПЕРМЬ. 1966

ИНСТИТУТ КАРСТОВЕДЕНИЯ И СПЕЛЕОЛОГИИ  
ЛАБОРАТОРИЯ ГЕОЛОГИИ ПЕРМСКОГО УНИВЕРСИТЕТА  
ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО СОЮЗА ССР  
ПЕРМСКИЙ ОТДЕЛ

*П о с в я щ а е т с я  
50-летию Пермского  
университета*

# ГИДРОГЕОЛОГИЯ И КАРСТОВЕДЕНИЕ

ВЫП. 3

ПЕРМЬ–1966

HYDROGEOLOG IE AND KARST SCIENCE № 3,  
PERM 1966

**Редакционная коллегия:**

проф. Г. А. Максимович (председатель), доц. К. А. Горбунова,  
доц. И. А. Печеркин, инж. Б. А. Булдаков (секретарь)

Ответственный редактор доц. **И. А. Печеркин.**

**О. М. Варфоломеева**  
**ОБ ЭВОЛЮЦИИ ВЕРТИКАЛЬНЫХ**  
**КАРСТОВЫХ КАНАЛОВ**

Исследования в долине р. Даугавы на территории Латвийской ССР выявили вертикальные и горизонтальные карстовые каналы, находящиеся в разных стадиях развития. По Г. А. Максимовичу [1], развитие горизонтальных пещер претерпевает трещинную, щелевую, каналовую, воклюзовую, натечно-осыпную и обвальную-цементационную стадии. Пользуясь этой схемой, в зоне вертикальной циркуляции также можно наметить несколько стадий развития карстовых форм. Между формами зон горизонтальной и вертикальной нисходящей циркуляции существует тесная связь.

Начальной стадией развития карстовых форм является трещинная. Вертикальные трещины разного генезиса, расширенные растворением, широко распространены в карстующихся породах. Основное значение приобретают тектонические трещины, затухающие на глубине трех-четырех десятков метров. Трещины имеют ширину от нескольких мм до 30–50 см. Углы падения в большей части случаев 60°–90° (рис. 1).

Следующая щелевая стадия развития вертикальных трещин связана всевозможными переходами с трещинной и каналовой. Трещины, расширенные до 5–10 см, имеют вид щелей, а более раскрытые – вид щелевидных пустот до 30–45 см шириной. При развитии щелей наряду с коррозией существенную роль играет и подземная эрозия. Стенки щелей осложнены карровыми бороздками, извилистыми углублениями, кавернами и другими микроформами, образованными при растворении участков породы с разнотекстурной структурой.



турой. Они обычно покрыты сетью мелких трещин выветривания.

В широкой щели обрушается материал со стенок и вышележащих участков. Под влиянием силы тяжести прилегающая к щели «ослабленная» порода обваливается, раздробляясь до щебня. Четвертичный песчано-гравийный и суглинистый материал также поступает в щели. Это натечно-осыпная стадия.

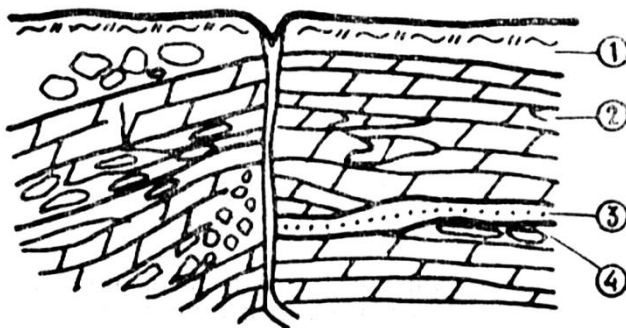


Рис. 1. Вертикальный карстовый канал вдоль тектонической трещины в доломитах левого берега р. Даугавы на участке Миесенской излучины: 1 – почва, 2 – доломиты; 3 – доломитовая мука, 4 – щебень.

При растворении породы нисходящими водами и перенасыщении раствора карбонатом кальция на стенках щелей и трещин отлагается в виде корочки кальцит, который частично залечивает и боковые трещины, открывающиеся в щели, а также каверны. Миграции растворенных железистых веществ при насыщении раствора приводит к окаймлению стенок трещин гидрооксидами железа. В трещинных углублениях иногда скапливаются пирит и галенит, а также глина и доломитовая мука. Бурые налеты на стенках трещин указывают на интенсивно протекающие реакции окисления закисных соединений железа и марганца. Имеют место также процессы окисления пирита. Обычно скопления пирита обрамляет бурая пленка окисного железа. Вторично выпавшие минералы и остаточные продукты выщелачивания частично залечивают водопроницаемые каналы и приостанавливают процессы растворения. Наряду с частичным или полным залечиванием относительно мелких трещин, в крупных продолжается выщелачивание и механическое разрушение сте-

нок водой, что вызывает обвалы породы. При этом происходит разрушение структурных связей породы, вследствие выноса цементирующего компонента и растворения части зерен, в результате чего образуется доломитовая мука (рис. 2).

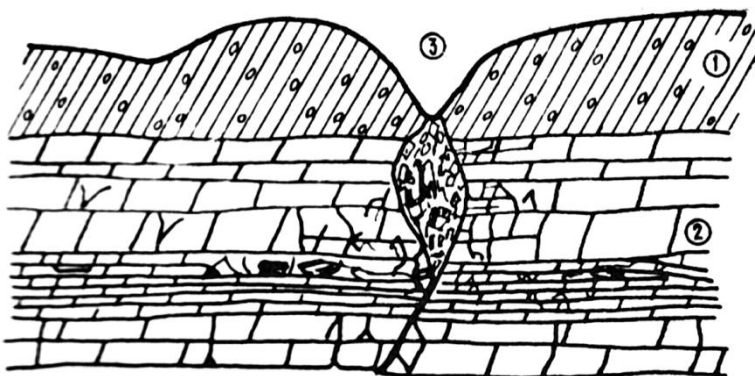


Рис. 2. Натечно-осыпная стадия развития вертикальных карстовых каналов: 1 – морена; 2 – доломит, 3 – расширенная выщелачиванием и заполненная щебнем и доломитовой мукой полость. На стенках имеются вторично выпавшие минералы.

Вертикальные трещины, щели и полости являются переходными формами между подземными карстовыми полостями зоны горизонтальной циркуляции вод и поверхностными воронками в нерастворимых породах. Через эти формы материал покровных отложений перемещается путем суффозии и обрушения в подземные полости. Указанная стадия развития вертикальных карстовых форм соответствует обвальнo-цементационной (рис. 3). Чаще всего поверхностные формы карста развиваются в местах развития нескольких трещин-щелей. Если трещина вблизи поверхности расширена коррозией и эрозией в виде раструба, то воронка приобретает правильные контуры.

При расширении трещин к низу, например, при пересечении с литогенетическими трещинами, увеличение полости происходит как за счет растворения, так и путем обрушения материала стенок и сводов. В зависимости от степени трещиноватости доломитового массива и устойчивости сводового покрытия, обрушение происходит над единичными или групповыми понорами. Возникшая вследствие обрушения воронка имеет крутые с выступами стенки и неровные края.

Таким образом, дальнейшее развитие вертикальных каналов и полостей, через которые выносятся материал покровных отложений в нижележащие карстовые полости, сопровождается образованием на поверхности воронок и провалов. В зависимости от условий местонахождения выделяются два основных типа воронок: 1) воронки на эрозионных террасах и флювиогляциальных равнинах, покрытых рыхлыми песчаными и гравийно-галечниковыми, с включением валунов, отложениями; 2) воронки, приуроченные к террасам или рав-

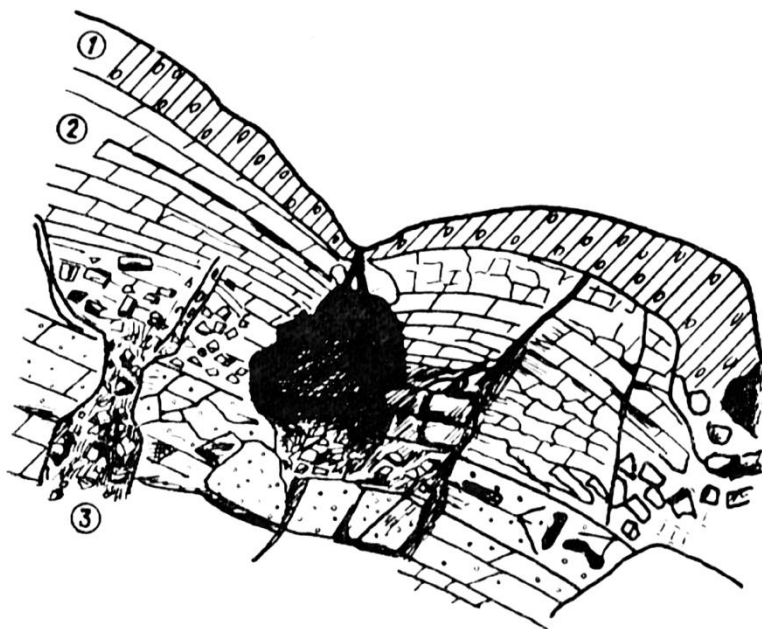


Рис. 3. Обвальнo-цементационная стадия вертикальных карстовых каналов: 1 – морена, 2 – доломит, 3 – полости, местами заполненные продуктами выщелачивания доломитов.

нинам, сложенным моренными суглинками, которые местами перекрыты песчано-галечниковыми отложениями. Первый тип включает воронки поверхностного выщелачивания, коррозионно-суффозионные, коррозионно-эрозионные. Второй тип представлен провально-суффозионными, провально-просадочными воронками [1].

Воронки выщелачивания образуются вблизи бровок террас или в оловых частях поднятий, где карбонатные поро-

ды выветрены и трещиноваты, а покровные отложения смыты.

Коррозионно-эрозионные воронки возникают путем выщелачивания и механического разрушения стенок трещин водами поверхностных потоков. На склонах террас можно наблюдать воронки-котлы, глубоко врезаемые вглубь обрывов.

Коррозионно-суффозионные воронки (или воронки просасывания) являются самой распространенной разновидностью. Образование таких воронок начинается с выноса песчаного и реже супесчаного материала в трещины и подземные карстовые полости, вследствие чего в покровных отложениях появляются понижения различной формы. Если покровные отложения представлены крупноглыбовым материалом и галечником с разнотернистым песком, то в местах выноса мелкого материала также создаются полости. Рост этих полостей приводит к внезапному обрушению галечникового свода и образованию воронки.

Коррозионно-просадочные воронки образуются путем проседания покровных отложений в карманы и углубления кровли карстующихся пород. Мощность покровных отложений, которые поступают непосредственно в пустоту, незначительна редко достигает 1 м. Этот тип воронок близок к коррозионно-суффозионным.

Коррозионно-провальные воронки появляются в районах, над доломитами залегает морена или коренные глины. Они возникают в результате обрушения последних в подземные полости. По сравнению с другими коррозионно-провальными воронками менее распространены, так как морена при мощности 2 м является относительно устойчивым сводом над полостями незначительных размеров. К провальным относятся воронки в обрыве террасы выше порога Грубе, в г. Плявиняс, между устьем р. Локстынь и горой Олинкалнс, воронки на водоразделе рек Даугавы и Лауце, а также на правом коренном берегу р. Персе.

Стенки провальных воронок вскрыты шахтой на левом берегу р. Даугавы, в районе Миенской излучины. Пока подземная полость мала, над ней удерживается моренное покрытие. По мере роста одной или нескольких находящихся рядом пустот происходит вначале постепенное подземное обрушение, а затем внезапный обвал всей толщи морены. На поверхности появляется воронка с рваными неровными краями и отвесными стенками. В результате последующих обрушений морены стенки становятся более пологими.

Воклюзная стадия ярко выражена в развитии горизонтальных каналов. Ее переживают сейчас многие полости-пещеры

в долине р. Даугавы. Вертикальные каналы являются путями стока просачивающейся воды в горизонтальные каналы.

**Институт геологии Госгеолкома СССР г. Рига**

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Максимович Г. А. Основы карстоведения, том 1, Пермь, 1963

**В. Н. Быков**  
**ПАЛЕОКАРСТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ**  
**В ВЕРХНЕДЕВОНСКИХ РИФАХ**

В пределах Волго-Уральской области широко распространены карбонатные породы верхнедевонского возраста. В карбонатной толще развиты три основных типа разрезов: сводовый, впадинный и бортовой [6, 8]. Первые два не рассматриваются, так как не имеют непосредственного отношения к теме статьи. Третий характеризует строение бортовых и прибортовых частей Камско-Кинельской системы прогибов и обладает, по сравнению с первыми, увеличенной мощностью (до 710 м) и массивностью или неясной слоистостью большей части слагающих известняков и доломитов. Для бортового типа разреза характерна невыдержанность, связанная с локальным возрастанием мощностей. Большинство исследователей [6, 8] такие «раздувы» мощностей трактуется как проявления рифообразования.

Возможность барьерного рифообразования при формировании Камско-Кинельской системы прогибов отмечена К. С. Шершневым и Е. Н. Ларионовой [6]. Э. Ягофаров [9] рассматривает участки «раздувов» мощностей как останцы фаменско-турнейских карбонатных пород. Однако палеогеографическая обстановка в позднедевонскую и раннекаменноугольную эпохи [1] вряд ли могла способствовать образованию останцов. Верхнедевонские рифовые отложения представлены преимущественно массивными, неяснослоистыми известняками и доломитами. Известняки часто сильно перекристаллизованы и доломитизированы. При отсутствии этих явлений встречается обилие водорослей и фораминифер. Карбонатные породы часто несут следы древних размывов.

[2, 6, 8], связанных с перерывами в осадконакоплении. На Куш-Кульской площади в керне теодосиевых слоев наблюдалась брекчиевидность. Извлеченные из скважины 16 доломиты имели полости, заполненные песчаным материалом. Все эти явления указывают на карстовый характер происходивших процессов.

Погребенные рифы установлены на обширной территории Волго-Уральской области. Протяженность рифов равна десяткам и сотням километров, ширина – единицам и до 12 км. Высота погребенных рифов меньше, чем современных, и не превышает нескольких сотен метров. Морфологический облик рифов разнообразен, они не представляют, как правило, четко ограниченного геологического тела, что связано с процессами размыва их поверхности, перекристаллизации и доломитизации. Диагенетические процессы могут существенно видоизменять первоначальную структуру рифа. Поэтому выделение погребенных рифов является весьма сложной задачей. Верхнедевонские рифовые массивы приурочены в основном к бортовым и прибортовым частям Камско-Кинельской системы прогибов в местах сочленения со склонами сводов.

Слабая изученность карбонатной толщи девона и почти полное отсутствие керна на многих площадях препятствуют выявлению рифовых массивов. В таких условиях косвенные методы изучения погребенных рифов приобретают важное значение. Одним из них является изучение зон поглощения промывочной жидкости при бурении скважин. Поглощающий горизонт характеризует коллектор, его отдачу или приемистость. При бурении скважин интенсивные, полные и катастрофические поглощения отмечены на Майкорской, Чермозской, Шумовской, Осинской, Беляевской, Оверятской (Краснокамской) и Кыласовской площадях [2, 3]. Поглощениям иногда предшествовали провалы бурового инструмента на 1,5–4 м. Максимальная величина провала определена в скважине 50 Беляевской площади в верхнефаменских отложениях.

При ликвидации поглощений в отдельные скважины сбрасывались и бесследно исчезали предметы, имеющие значительные, по отношению к диаметру скважины, размеры: обрубки бревен, ветки хвойных деревьев, кирпичный бой и Объем сброшенных и поглощенных предметов и материалов часто измеряется сотнями кубических метров. Поглощение крупногабаритных предметов может указывать на существование обширных (от десятков сантиметров до нескольких метров диаметром) сообщающихся пустот. Большей частью размер каверн, вероятно, не превышает одного или нескольких сантиметров. Провалы в таких случаях связаны с

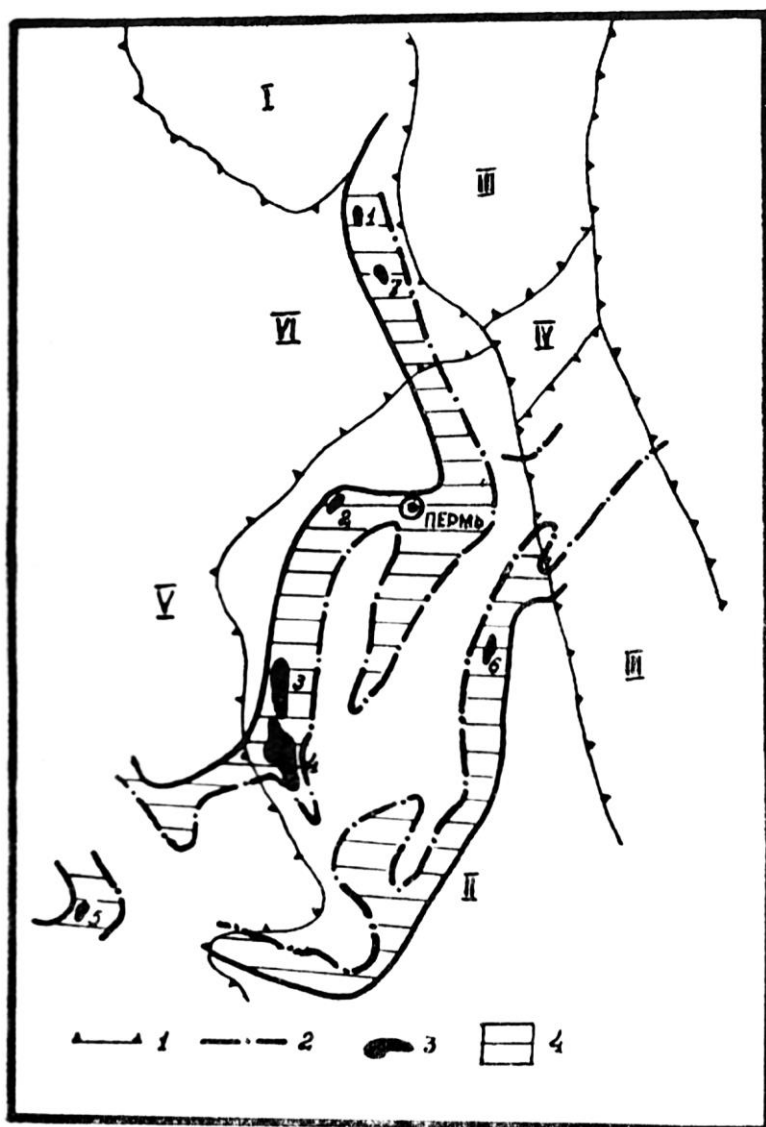


Рис. 1. Схема распространения палеокарстовых рифовых коллекторов в верхнедевонских отложениях Пермской области: 1 – контуры крупных региональных тектонических структур: I – Камский свод, II – Пермско-Башкирский свод, III – Предуральский краевой прогиб, IV – Косьвинско-Чусовская седловина, V – Верхне-Камская впадина, VI – Чермозская седловина; 2 – контуры Камско-Кинельской системы прогибов; 3 – массивы, в которых отмечались интенсивные, полные и катастрофические поглощения: 1 – Майкорский, 2 – Краснокамский (Оверятский), 3 – Беляевский, 4 – Осинский, 5 – Шумовской, 6 – Кыласовский, 7 – Чёрмозской; 4 – зона распространения палеокарстовых рифовых коллекторов.



нагрузкой бурового инструмента и обрушением перегородок между кавернами.

Зоны поглощений как в пределах одной площади, так и между площадями трудно сопоставимы. Палеогеографические условия образования карбонатных отложений, их литолого-фациальные особенности и характер поглощений и провалов свидетельствуют о карстовой природе верхнедевонских коллекторов.

Анализ сильных поглощений и провалов показывает, что они характерны для бортовых и прибортовых частей Камско-Кинельской системы прогибов (рис. 1) и приурочены к погребенным рифам.

Интенсивность поглощений и число поглощающих скважин преобладают на северо-западном борту Камско-Кинельской системы прогибов. Юго-восточный борт ее расположен ближе к внутренним частям Пермско-Башкирского овала, где рифообразование было затруднено. Поэтому здесь меньше распространены поглощающие горизонты. Они отмечены лишь в пределах Веслянского вала. В других районах Волго-Уральской области основная часть сильно поглощающих скважин встречается также в бортовых и прибортовых зонах.

Приведенные данные свидетельствуют о прямой связи поглощающих горизонтов верхнего девона с погребенными рифами. Это обусловлено особенностями формирования, последующими диагенетическими изменениями и выщелачиванием рифов поверхностными, морскими и подземными водами.

На примере современных, четвертичных и третичных рифов видно [4, 5, 7], что в них может быть развита значительная пористость. Она носит первичный и вторичный характер. При росте рифа и формировании его твердого скелета образуются первичные пустоты между рифообразующими организмами и за счет пустот скелета некоторых из них. Известковые водоросли, иногда присутствующие в рифах в больших количествах (до 49 %), заполняют часть пустот между основными рифостроящими организмами. Вследствие медленного роста водоросли не могут целиком заполнить все пустоты. Сверлящие организмы способствуют образованию пористости. Как показал Г. А. Максимович [5], основным фактором, создающим коллектор в рифовых известняках, являются карстовые процессы при преобладающем воздействии атмосферных осадков. Д. В. Наливкин [7] указывает, что в рифовых массивах основные «коллекторы нефти представлены пористыми, в большинстве случаев видоизмененными известняками. Значительная часть органических остатков выщелочена». А. И. Леворсен [4] подчеркивает широкое распространение каверновых пустот в рифовых сооружениях. При

благоприятных условиях выщелачивание обуславливает возникновение не только широко развитой кавернозности, но и разнообразных полостей. Размеры их иногда достигают нескольких метров. На острове Эниветок диаметр одной из вскрытых пустот равен 15 м [5]. Приведенные особенности строения и формирования девонских и современных рифов свидетельствуют о том, что палеокарстовый коллектор первых сформировался преимущественно во франский и фаменский века, т. е. в период образования.

Г. А. Максимович отмечает [5], что палеокарстовые рифовые коллекторы могут содержать значительные запасы нефти и газа. В карбонатных отложениях верхнего девона Волго-Уральской области в последние годы открыты нефтяные месторождения. Многие из них, очевидно, приурочены к погребенным рифам. Залежи массивные. Наиболее крупные относятся к Шилканскому и Карача-Елгинскому рифам в Башкирии и к Хилковскому рифу в Куйбышевском Заволжье [6]. Дебит нефти на первом из них составил 205 т/сут. через 12,5-мм штуцер. Из залежи Хилковского рифа получена нефть с суточным дебитом 42 т через штуцер 7 мм. Нефтеносна верхняя часть рифа, которая представлена криноидными пористо-кавернозными и трещиноватыми известняками, с преобладанием в нижней части обволакивающих и прирастающих водорослей.

В 1964 г. открыта промышленная нефть в верхне-франско-фаменских отложениях Чермасанского биогерма, расположенного в Бирской седловине. По предварительным данным, получен мощный фонтан нефти с суточным дебитом около 400 т. В Пермской области нет еще выявленных промышленных залежей нефти или газа в верхнедевонских рифах. Открытие Чермасанского месторождения в непосредственной близости от границ области значительно повышает их перспективы.

Значения пористости и проницаемости пород карбонатного комплекса верхнего девона обычно очень низкие (пористость – 0,1–0,8 %). Они возрастают в районах развития рифовых массивов вдоль бортов Камской-Кинельской системы прогибов, что обусловлено палеокарстовыми процессами и трещиноватостью. Поэтому коллекторы погребенных верхнедевонских рифов являются благоприятными местами для нефти и газа. При наличии геологических условий, необходимых для сохранения залежей нефти, здесь могут быть обнаружены крупные месторождения. Однако гидрогеологические условия на некоторых рифах, очевидно, характеризуются повышенной динамичностью вод. Она связана с закарстованностью рифов и вертикальной трещиноватостью пере-

крявающих пород. Усиление подвижности вод проходит как по горизонтали (по зонам плоскостей размыва и выщелачивания), так и по вертикали рифа.

В таких местах (например, на Шумовской площади) может происходить активизация карстовых процессов. Вследствие этого появляются гидрохимические аномалии в верхних водоносных горизонтах. Участки интенсивного проявления палеокарстовых процессов в таких случаях являются местными очагами разгрузки подземных вод. Водообилие рифовых отложений характеризуется значительными величинами – до  $2500 \text{ м}^3/\text{сут.}$  Об этом свидетельствуют данные поглощений [2] и результаты промышленной добычи рассолов. За период многолетней эксплуатации скв. 3 Оверятской площади извлечено несколько миллионов кубических метров воды с повышенным содержанием йода и брома. Таким образом, палеокарстовые коллекторы верхнедевонских рифов перспективны для поисков промышленных йодо-бромных вод.

Выявленная закономерность приуроченности поглощений бурового раствора, а также провалов инструмента к верхнедевонским рифам, открывает возможность использования ее при разведочных работах. На участках проявления поглощений возможно уточнение границ распространения Камско-Кинельской системы прогибов. Наглядным доказательством может служить установление скважиной 30 Восточно-Майкорской площади продолжения прогибов в северном направлении от района г. Перми к Майкорскому валу, на котором ранее при бурении отмечались катастрофические поглощения. Один из прогибов прослеживается также между Краснокамско-Полазненским и Лобановским валами, к югу от г. Перми.

При бурении в районах распространения девонских рифов, особенно на северо-восточном борту прогибов, должны предусматриваться профилактические технические мероприятия для предупреждения осложнений, связанных с прекращением циркуляции промывочной жидкости. Поглощающие горизонты ископаемых рифовых массивов, обладающие значительной емкостью, могут быть использованы для сброса сточных вод промышленных предприятий нефтяной и химической промышленности. Скважины, в которых встречены мощные поглощающие горизонты, необходимо оборудовать или временно консервировать для целей утилизации сточных вод, если пластовые воды не представляют интереса как промышленное сырье. От ликвидации таких скважин следует отказаться.

**Институт карстоведения и спелеологии**

## ЛИТЕРАТУРА

1. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления, ч. I. Поздний докембрий и палеозой, М. – Л., 1960.
2. Балдина А. Л., Быков В. Н. Характеристика поглощающих горизонтов в карбонатных толщах Пермской области. Труды Пермского филиала ин-та «Гипровостокнефть», вып. ,1, 1965.
3. Иванов В. Н., Шестов И. Н. Древний карст девона Пермской области. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2, Пермь, 1964.
4. Леворсен А. И. Геология нефти. Гостоптехиздат, М., 1958.
5. Максимович Г. А., Армишев В. М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
6. Мкртчян О. М. Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур востока Урало-Поволжья. Изд. Наука, 1964.
7. Наливкин Д. В. Учение о фациях, т. 4, изд. АН СССР, М.–Л., 1955.
8. Шаронов Л. В. Основные особенности строения карбонатных толщ верхнего девона и турнейского яруса Пермской области. Труды ВНИГНИ, вып. XXXVI, Госгеолтехиздат, М., 1963.
9. Ягофаров Э. Залежи нефти в зоне распространения Камско-Кинельской впадины и методика их поиска. Нефтегазовая геология и геофизика, текущая информация. ЦНИИТЭнефтегаз, М., 1964.

**И. И. Енцов**  
**ПРОМЫСЛОВО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА**  
**НЕКОТОРЫХ ПОГЛОЩАЮЩИХ ГОРИЗОНТОВ В**  
**КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ**  
**ПЕРМСКОГО ПРИКАМЬЯ**

Необходимость изучения карстовых коллекторов вызвана тем, что с ними связаны крупнейшие в мире месторождения нефти и газа [6]. В них заключены колоссальные ресурсы подземных вод часто с промышленными кондициями отдельных химических элементов. Карстовые коллекторы кроме того могут быть использованы как хранилища нефти и газа и для сброса сточных вод. Выделение и корреляция карстовых зон поможет буровым организациям более эффективно бороться с отрицательным влиянием карста при бурении скважин, которое выражается в поглощении промысловой жидкости и иногда приводит к преждевременной ликвидации скважин.

Факты поглощения раствора и «провалы» инструмента при проходке карбонатных толщ указывают на карстовую природу коллекторов в интервалах поглощения [5, 7].

В Пермском Прикамье при бурении многих скважин зафиксировано несколько поглощающих горизонтов в карбонатных отложениях палеозоя. Наиболее часто поглощения раствора приурочены к верхнедевонской, турнейской, башкиро-визейской карбонатным толщам<sup>1</sup>. Карстовое происхождение коллекторов в этих толщах отмечалось в работах Г. А. Максимовича и В. М. Армишева [6], Л. В. Шаронова [9], В. Н. Иванова и И. Н. Шестова [4] и других исследователей.

---

<sup>1</sup> Наименование толщ приводится по И. Х. Абрикосу [1].

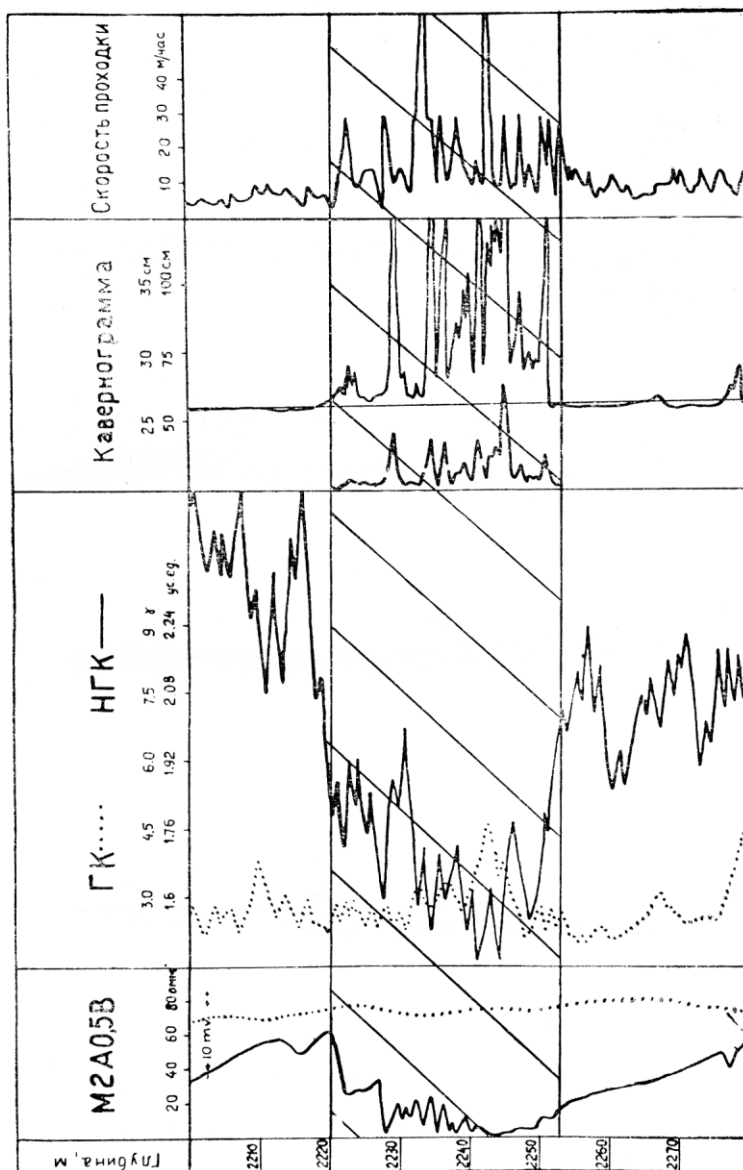


Рис. 1. Пример выделения поглощающего горизонта (заштрихован) в карбонатной толще девона промыслово-геофизическими методами. Чермозская площадь, скв. 2.

Поглощающие горизонты девона опробованы на приток флюида в скважинах 3 «в», 321 Краснокамской и 13 Шумовской площадей. Из всех испытанных скважин получен приток минерализованной воды удельного веса 1,17–1,18. Дебит воды в скв. 13 Шумовской площади достигал  $1032 \text{ м}^3/\text{сут.}$  при динамическом уровне 200 м, а в скв. 3 «в» Краснокамской площади  $2828 \text{ м}^3/\text{сутки}$ .

Значительные притоки воды получены также из поглощающих башкиро-визейских карбонатных отложений в скв. 214 и 228 Павловской площади. Это указывает на наличие в карбонатных отложениях пластов с высокими коллекторскими свойствами.

Поглощающие горизонты в карбонатных толщах верхнего девона и нижнего карбона распространены не только в Пермском Прикамье, но и во всей Волго-Уральской нефтеносной области [2, 3, 8]. Для их установления был произведен анализ материалов промыслово-геофизических исследований как в поглощающих отложениях, так и во вмещающих породах. При этом было установлено, что в Пермской области поглощающие горизонты выделяются следующими методами:

*Электрокаротаж* – на кривых КС поглощающие породы фиксируются минимальными значениями сопротивлений, записанными стандартным зондом М2АО, 5В, (менее 90 ом). Средние значения КС в интервалах поглощения составляют 30 ом (рис. 1, рис. 2-V). На диаграммах ПС интервалы поглощений обычно не отличаются от выше- и нижележащих отложений (рис. 1), иногда в них наблюдаются небольшие минимумы.

*Радиоактивный каротаж* – показания вторичного гамма-излучения в карстовых зонах понижены (рис. 1, рис. 2-IV). Параметр  $\Delta\Gamma_{\text{пу}}$  имеет значения менее 0,45, в среднем равен 0,28. На кривых же гамма-каротажа существенного различия поглощающих и вмещающих пород не наблюдается (рис. 1, 2-III). Однако в ряде случаев естественная радиоактивность пород в зонах поглощения повышена.

*Микрозондирование* – показания микроградиент- и микропотенциал-зондирования низкие, наблюдаются положительные приращения. Иногда (при наличии значительных каверн) приращения отсутствуют.

*Кавернометрия* – диаметр скважин в зонах поглощения в одних случаях уменьшается, в других – сильно увеличивается, достигая порой 60–70 см. Значительное увеличение диаметра скважин отмечено при проходке девонских карбонатных отложений в скв. 12 Осинской и 2 Чермозской (рис. 1) площадей. Уменьшение диаметра скважин происхо-

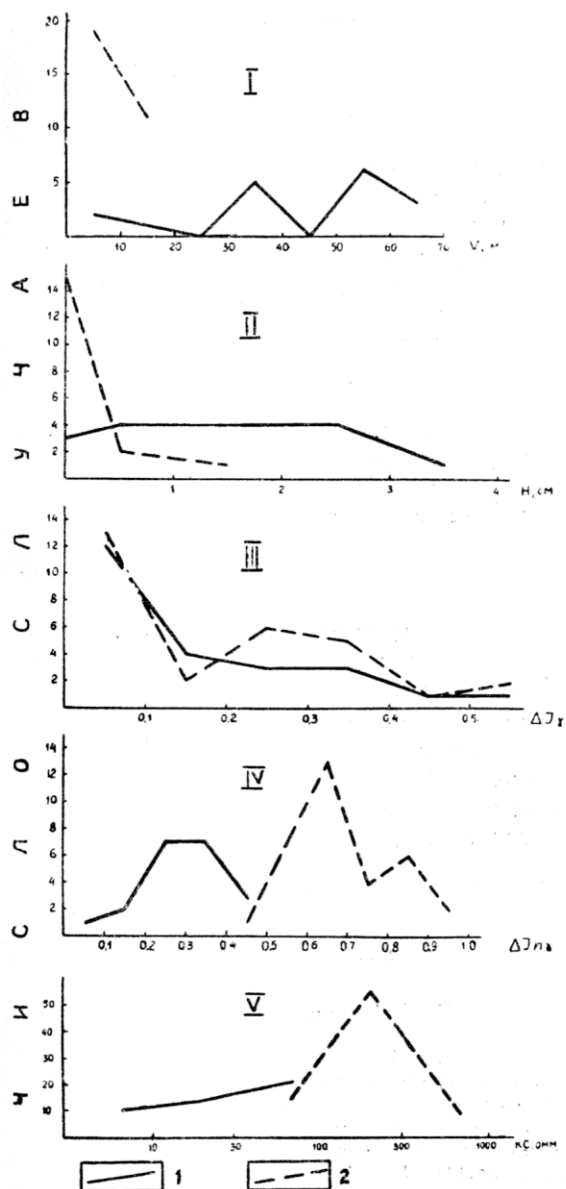


Рис. 2. Кривые распределения промыслово-геофизических параметров в поглощающих горизонтах и вмещающих породах в карбонатных отложениях верхнего девона и нижнего карбона: 1 – кривые для поглощающих пластов, 2 – кривые для вмещающих плотных пород



дит, очевидно, в микрокаверновых карстовых коллекторах, возрастание – в макро- и мегакаверновых.

*Механический каротаж* – зоны поглощения довольно отчетливо выделяются повышением скорости проходки разбуриваемых пород иногда до 60 м/час и более (рис. 1, рис. 2-1). В этих зонах часто наблюдаются «провалы» инструмента.

Типичный пример выделения поглощающего горизонта методами промысловой геофизики в карбонатной толще девона приведен на рис. 1.

Были построены кривые распределения промыслово-геофизических параметров в поглощающих горизонтах и вмещающих породах (рис. 2). Наиболее эффективными являются методы КС, НГК и механического каротажа. Эффективность кавернометрии и микрозондирования при выделении карстовых зон несколько понижена ввиду того, что эти зоны из-за сильного поглощения раствора при бурении скважин часто цементировались, а промыслово-геофизические исследования производились после их цементации.

## ВЫВОДЫ

1. В Пермском Прикамье поглощающие горизонты довольно уверенно выделяются промыслово-геофизическими методами: КС, НГК и механическим каротажем.

2. Поглощающие горизонты в карбонатных толщах верхнего девона и нижнего карбона при благоприятных геологических условиях в Пермской области являются перспективными для поисков нефти и газа и могут быть использованы для сброса сточных вод.

**Институт карстоведения и спелеологии**

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абрикосов И. Х. Нефтегазоносность Пермской области. Гос-топтехиздат, 1963.
2. Арнопольский И. С. и др. Некоторые результаты борьбы с полной потерей циркуляции в ниже-фаменском подъярусе на Северо-Алметьевской площади. Татарская нефть, № 2, 1962.
3. Ахметов З. М., Лисин Н. И. Определение зон поглощения промысловой жидкости при бурении скважин. Новости нефтяной техники, геология, № 3, ГОСИНТИ, М., 1958.
4. Иванов В. Н., Шестов И. Н. Древний карст девона Пермской области. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2, Пермь, 1964.
5. Копосов И. А. Результаты исследования электрического сопротивления и потенциалов собственной поляризации карбонатных пород карстового комплекса Караби-Яйлы (Горный Крым). Тр. МИНХ и ГП, вып. 41, Гостоптехиздат, 1963

6. Максимович Г. А., Армишев В. М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
7. Смехов Е. М. Емкость карбонатных пород. Трещиноватость горных пород и трещинные коллекторы. Тр. ВНИГРИ, вып. 193, 1962.
8. Шаньгин С. Н. Гидрогеологическая характеристика некоторых поглощающих горизонтов палеозоя Юго-Восточной Татарии и Западной. Башкирии. Тр. ВНИИ, вып. IX, 1956.
9. Шаронов Л. В. Основные особенности строения карбонатных толщ верхнего девона и турнейского яруса в Пермской области. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXVI, 1963

**В. М. Армишев**

## **ПОИСКИ ПАЛЕОКАРСТОВЫХ КОЛЛЕКТОРОВ НЕФТИ И ГАЗА МЕТОДОМ ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН**

Поиски месторождений нефти карстовых коллекторов сейсмическими методами ведутся во многих нефтеносных районах земного шара. Основные работы направлены на поиски рифов. Механизм закарстовывания рифов описан [5, 7, 8] и на нем не останавливаемся. Ф. Дж. Эгнич [21] дает некоторые общие черты рифов, важные для геофизических методов: разница плотностей, скоростных параметров и литологии между рифовыми образованиями и породами, вмещающими риф; наличие складок над рифом, вызванных различным уплотнением рифа и окружающих его отложений и отсутствие непосредственно под рифом глубокой структуры. Эти особенности рифогенной тектоники обуславливают признаки, играющие основную роль при поисках и оконтуривании известняковых рифов сейсмическим методом отраженных волн [21]: появление лжеструктур в слоях, залегающих ниже рифа, такие лжеструктуры обусловлены различием в скоростях упругих волн; изгиб слоев, залегающих над рифом, из-за различной степени последующего уплотнения осадков; необычное расхождение в углах наклона слоев, находящихся непосредственно над рифом и ниже его; отсутствие или плохое качество отражений, приходящих из толщи рифа. Обычно отражений от поверхности самого рифа получить не удается, а получают отражения от вышележащих горизонтов. Сейсмическим методом отраженных волн открыты крупные рифовые месторождения, например, Голден Лаин в Мексике, Гуд Филд в Техасе [21]. В Западной Канаде сейсморазведкой открыто большинство рифовых месторождений [4].

В Башкирии в большом объеме проводились сейсмические исследования различными методами: КМПВ, МОВ, МПЗ (массовых пространственных зондирований) и РНП (регулируемый направленный прием [12, 16, 17].

Наиболее интересные данные получены при применении РНП [17]. По данным РНП, определены характерные признаки наличия погребенного рифового массива, в общих чертах сходные с признаками рифа, описанными выше [21] по материалам американских геологов. Но эти признаки в совокупности, как указывают авторы, могут встречаться не на каждом рифовом массиве и не всегда обозначены. Различными методами [19] открыто более 20 нефтяных и газоконденсатных месторождений.

Вопрос о наличии рифов по бортам Камско-Кинельской системы прогибов служит предметом дискуссии длительное время. На их наличие еще в 1957 г. указывал К. С. Шершнев. Позднее появились другие работы [1, 2, 9, 10, 11, 20]. Р. О. Хачатрян [18] для востока Русской платформы описывает формацию барьерных рифов. О. М. Мкртчян [11] для погребенных рифовых сооружений нижнетурнейско (?) – верхнедевонского возраста, приуроченных к бортам Камско-Кинельской системы прогибов указывает, что по направлению к осевой части прогибов мощность карбонатов резко уменьшается, а терригенные, преимущественно глинистые, осадки сарайлинской толщи, вследствие последующего уплотнения, создали в вышележащих отложениях структуры облекания [15]. Изменения мощностей карбонатов, а следовательно, и изменение плотностей и скоростей сейсмических волн создают препятствия для выявления структур в терригенных отложениях девона [13]. Кроме того, до 1962 г. сейсморазведка, проводимая в области Камско-Кинельской системы прогибов, не опиралась на представления о преимущественно рифовом происхождении карбонатных тел, что мешало правильной интерпретации получаемых результатов.

Исследования Удмуртской геофизической экспедиции в 1962–1963 гг., в которых принимал участие автор, позволили большей достоверностью подойти к оценке сейсмических материалов. Работы проводились в районе трех поднятий: Яганского, Акаршурского и Боголюбовского (рис. 1). Отражения на сейсмограммах относятся к трем группам: группа I связана с отражением от кровли сульфатно-карбонатных пород нижней перми; группа II связана с отражениями, приуроченными к каменноугольным отложениям; группа III связана с терригенными отложениями верхнего девона. Кроме того, между II и III горизонтами наблюдаются промежуточ-

ные отражения. Основное внимание при интерпретации уделялось изменению  $\Delta T_0^{I-III}$ , т.е. времени прохождения волн между I и III горизонтами, а также характеру записи.

В результате было выявлено: 1. Рифовые зоны (участки отсутствия сарайлинской толщи) характеризуются высокими скоростями  $v_2$  (скорость между I и III горизонтами) – более

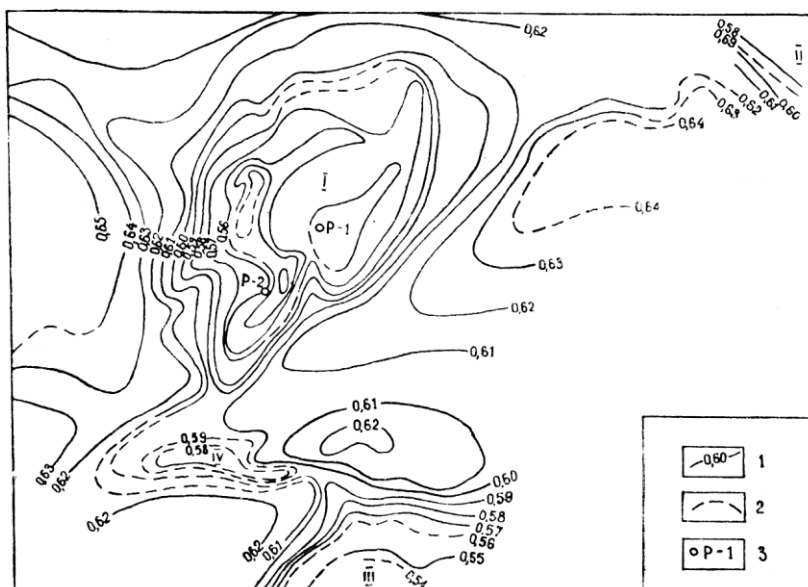


Рис. 1. Схематическая карта расположения рифов на юге Удмуртии: I – Акаршурский, II – Яганский, III – Боголюбовский, IV – Чежибашевский. 1 – изолинии  $\Delta T_0^{I-III}$  (время распространения сейсмических волн от I до III отражающего горизонта), 2 – изолинии  $\Delta T_0^{I-III}$  построенные по неуверенным данным, 3 – глубокие разведочные скважины.

5100 м/сек, отсутствием промежуточных отражений между II и III горизонтами, при этом качество отражения III ухудшено. 2. Зонам резких градиентов  $\Delta T_0^{I-III}$  соответствуют основные изменения  $v_2$  (4600–5100 м/сек). На этих же участках получен резко ухудшенный сейсмический материал по отражению III. 3. Зонам устойчивых промежуточных отражений между II и III горизонтами соответствуют поля минимальных значений  $v_2$  – 4400–4600 м/сек и максимальных  $\Delta T_0$ .

Акаршурское, Боголюбовское и Яганское поднятия были охарактеризованы как рифы, а также выявлен новый Чежи-

башевский риф. Высказано предположение, что региональный профиль МОВ, где получен сейсмический материал подобного типа, пересек в районе Гремихи риф. Сейсмическими работами 1963–1964 гг. и бурением скв. № 81 это предположение подтвердилось (рис. 2). По первому отражающему горизонту, приуроченному к кровле стерлитамакского горизонта. Гремихинское поднятие ориентировано в северо-западном направлении, форма его овальная, размеры  $8,5 \times 6,0$  км, амплитуда 30 м. По II отражающему горизонту форма сохраняется, амплитуда увеличивается до 50 м, размеры  $7,5 \times 5,0$  км. По III отражающему горизонту поднятие не выделено, так как в пределах всей купольной зоны отражение III отсутствует или прослеживается отдельными площадками. Скважина № 81, которая пробурена в купольной ча-

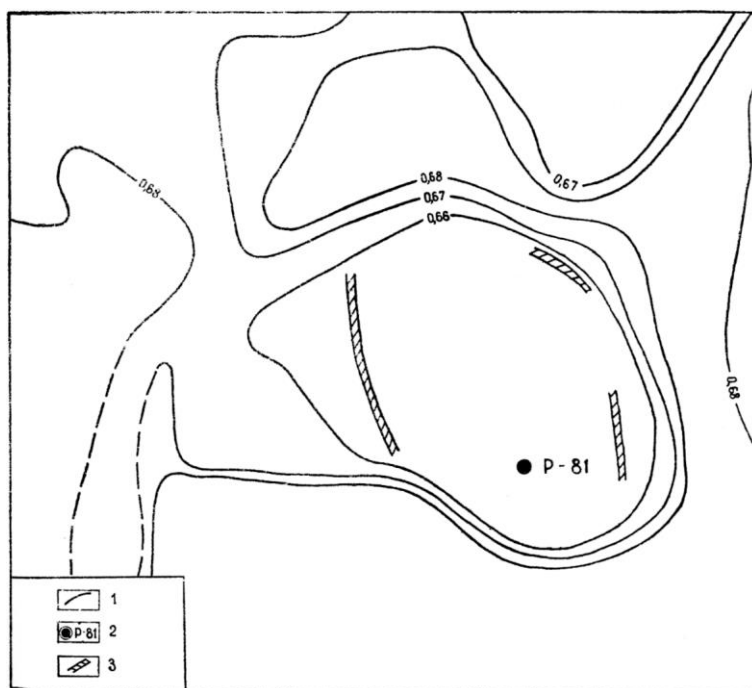


Рис. 2. Гремихинский риф. 1 – изолинии  $\Delta T_0^{I-III}$ , 2 – глубокие разведочные скважины, 3 – зоны разрывов корреляции.

сти рифа, вскрыла полностью карбонатный разрез турнейско-верхнедевонского возраста. В удалении от рифа разрез терригенный, сходный с сарапульской площадью [9, 11], рас-

положенной в приосевой части Камско-Кинельской системы прогибов. Скорость  $v_2^{I-III}$  (между I и III горизонтами) в купольной зоне возрастает до 6000 м/сек (по скв. Р-81), в то время как вне рифа она лишь 4500–4600 м/сек, поэтому  $\Delta T_0^{I-III}$  вне рифа составляет 0,680–0,670 сек, а в пределах его снижается на расстоянии 1,5 км до 0,630 сек. Отражение III в этой зоне отсутствует (рис. 2). При бурении рифа установлены зоны катастрофического ухода в интервале 1870–1950 м (аскынско-мендымские отложения), каверны доходят до 50 см. Но они, видимо, не отражают истинных размеров полостей, так как неоднократные заливки цементом результатов не дали, а это свидетельствует о закарстованности тела рифа.

Можно подвести некоторые итоги по поискам рифов сейсморазведкой МОВ:

1. Закономерности, установленные при поисках рифов различного возраста подтверждаются и для рифов Камско-Кинельской системы прогибов. В сейсморазведке плохие отражения от подрифовых горизонтов наблюдаются лишь во внешней области рифа, где максимум органогенных известняков и грубообломочный детритус. Поэтому на крупных площадных рифах типа Казаковско-Варзиятчинского, где центральную часть составляют плотные карбонаты, отражения хорошие, что наблюдается и в области Камско-Кинельской системы. Отсутствуют отражения лишь в узкой зоне, окаймляющей риф. Это отмечено к северу от скв. № 15, к востоку от скв. № 13, в районе скв. № 7. Там, где размеры рифа меньше, например, типа Гремixinского, отражения отсутствуют по всей площади.

2. С рифами связаны нефтяные месторождения, особенно с терригенными отложениями нижнего карбона, выполняющими различные впадины в карбонатах – это Арланское, Каменноложское и др. [1, 9, 11]. Установлена нефтеносность в фаменских и турнейских отложениях, например, из турнейских отложений Хилковского рифа получен фонтан с дебитом 42 т/сут. [11]. Установлена нефтеносность и в покрывающих риф карбонатах, в частности, на новом Гремixinском месторождении, подготовленном сейсморазведкой. Пока не выявлены крупные месторождения нефти в рифах. Возможно, это объясняется отсутствием испытаний зон поглощения и ухода циркуляции, так как именно из этих зон получают притоки нефти [23]. Обычно нефть не в кровле, а на некоторой глубине. Необходимо также исследовать периферию рифового массива, где обычно скапливаются различные обломки и возможны залежи литологического типа.

3. Для ускорения разведки необходимо сейсморазведку вести в комплексе с гравиметрией, так как различие плотностей создает благоприятные условия для последней [3].

Регионально-каверновые палеокарстовые коллекторы распространены возможно более широко чем рифовые [7, 8]. К ним приурочено вновь открытое Марковское месторождение [14] в осинских доломитах нижнего кембрия с дебитом до  $1000 \text{ м}^3/\text{сутки}$ . К этому же типу можно отнести многочисленные месторождения в намюрском и башкирском ярусах Волго-Уральской области, в том числе и вновь открытые Киенгопское и Гремихинское в Удмуртии. За границей к ним относятся такие крупные месторождения, как зона Пэндхендл-Хьюгтон – крупнейшее газовое месторождение мира с запасами газа около 1,5 триллиона кубических метров [22].

На возможность прослеживания сейсморазведкой МОВ горизонтов с повышенной кавернностью в карбонатах указывает П. Е. Коробецких. Отражения возможны в случае резкого изменения скорости. Скорость распространения сейсмических волн в горных породах зависит от многих факторов, в том числе от пористости. Закарстовывание, происходившее в прежние геологические эпохи, создавало условия для изменения пористости.

М. С. Кавеев (1963) для Волго-Камского края выделяет несколько эпох карстообразования: во время континентальных перерывов в конце фаменского века, в начале визе, во второй половине намюрского века, в конце башкирского и московского веков и в конце нижнепермской эпохи, местами были перерывы в конце аскынского времени. Им отмечена закарстованность серпуховских отложений. В 1963 г. для отражающего горизонта II<sup>a</sup> в окско-серпуховских отложениях была построена структурная схема (рис. 3). Горизонт на каротажных диаграммах КС, ПС, ГК и НГК отмечен как пористый, проницаемый (скв. № 36 Акаршур, № 81 Гремиха, № 16 Киенгоп). Мощность его по каротажу 20–30 м; на куполах он прослеживается МОВ лучше, чем во впадинах; расстояние от кровли терригенных пород тульского горизонта на куполах 80 м, во впадинах возрастает до 120 м; скорость  $v_2^{I-II}$  (между I и II отражающими горизонтами) на куполах на 150 м ниже, чем во впадинах. По мнению автора – это результат большей закарстованности на куполах. КERN из этих отложений не отбирался, поэтому трудно судить о характеристике пласта. Окско-серпуховские отложения еще недавно не представляли интереса для поисков, но на Осинском месторождении получена нефть из кавернозных известняков серпуховского подъяруса [1].



Предварительные выводы: 1) сейсморазведкой можно вести поиски пока двух типов [8] палеокарстовых коллекторов: рифовых и регионально-каверновых; 2) поиски рифов необходимо вести в комплексе – сейсморазведка с гравиметрией

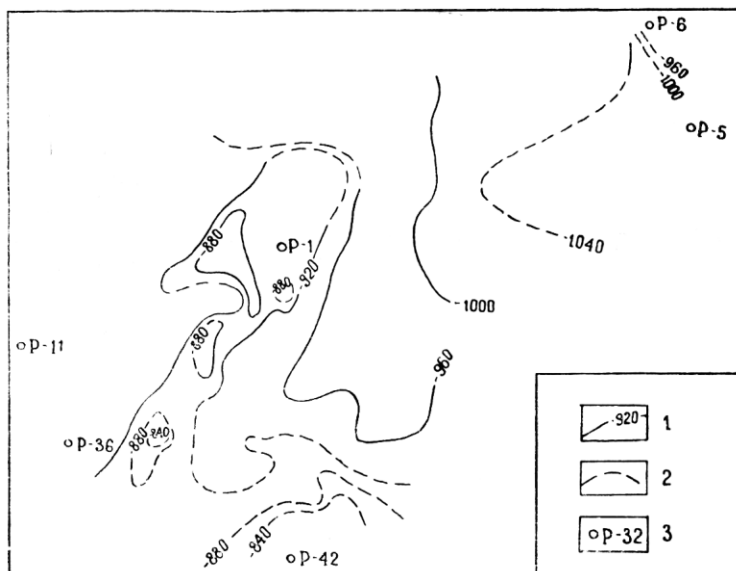


Рис. 3. Структурная карта Акаршурской площади по отражающему горизонту II<sup>a</sup> в окско-серпуховских карбонатных отложениях. 1 – изогипсы II<sup>a</sup> отражающего горизонта, 2 – изогипсы II<sup>a</sup> горизонта, построенного по неуверенным данным, 3 – глубокие разведочные скважины.

и тщательно исследовать участки резкого ухудшения сейсмического материала; 3) по всем промежуточным между опорными горизонтами отражениям необходимо построение разрезов, а где это возможно, схематических карт; 4) необходимо испытание зон поглощения, так как это может выявить новые залежи высококачественной нефти.

**Институт карстоведения и спелеологии**

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрикосов И. Х. Нефтегазоносность Пермской области. Гостоптехиздат, М., 1963.
2. Антропов И. А. О рифовых фациях девона центральной части Волго-Камского края. Известия Каз. фил. АН СССР, сер. геол., № 7, 1959.

3. Бяков Ю. А. Шихов С. А. К комплексированию геофизических методов при исследовании прибортовой части Камско-Кинельской впадины. Геология нефти и газа, № 12, 1963.
4. Даунинг Дж. Рифовая зона Римбей-Сент-Альберт. XX МК матер. по геол. нефти, т. 3, Северная и Южная Америка. Гостоптехиздат, М., 1959.
5. Максимович Г. А. Нефть и газ палеокарстовых полостей рифов. Тр. МОИП, т. XII, 1964.
6. Максимович Г. А. Армишев В. М. Палеокарстовые останцовые коллекторы нефти. Татарская нефть, № 4. Альметьевск, 1962.
7. Максимович Г. А. Армишев В. М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962.
8. Максимович Г. А. Армишев В. М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа. Проблемы нефтеносности карбонатных коллекторов Урало-Поволжья. Бугульма, 1963.
9. Мельник И. М. Шершнев К. С. Особенности морфологии и формирования платформенных структур Прикамья. Геология нефти и газа. № 3, 1965.
10. Мирчинк М. Ф. Мкртчян О. М. О рифогенных структурах Бирской седловины. ДАН СССР, т. 138, № 6, 1961.
11. Мкртчян О. М. Верхнедевонские рифы и их роль в формировании нефтеносных структур востока Урало-Поволжья. Изд. Наука, М., 1964.
12. Ованесов Г. П. Формирование залежей нефти и газа в Башкирии, их классификация и методы поисков. Гостоптехиздат, М., 1962.
13. Островский М. И. Армишев В. М. Шевченко А. А. Некоторые данные о глубинном строении южных районов Удмуртской АССР. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXVI, М., 1963.
14. Притула Ю. А. Перспективы нефтегазоносности Восточной Сибири. Материалы по советской нефтяной геологии. Госгеолтехиздат, М., 1963.
15. Софроницкий П. А. О влиянии толщ глин на структуру осадочного чехла Прикамья. Уч. зап. Пермского госуниверситета, т. XX, вып. 1, 1961.
16. Хатьянов Ф. И. Насыров С. С. Методика поисков газонефтеносных структур в Башкирско-Оренбургском Приуралье. Башкнигоиздат, 1960.
17. Хатьянов Ф. И. Шульц Я. И. Куряева В. В. О применении сейсморазведки методом РНП для поисков рифовых массивов в южном Приуралье. Геология нефти и газа, № 2, 1963.
18. Хачатрян Р. О. Формации девона и нижнего карбона востока Русской платформы. ДАН СССР, 159, № 6, 1964.
19. Шамоу Д. Ф. Фролов В. А. Геологическое строение рифовых массивов Столяровской зоны Предуральской депрессии и распространение в них коллекторов нефти. Материалы по советской нефтяной геологии. Госгеолтехиздат, М., 1963.
20. Шаронов Л. В. Ларионова Е. Н. Новые данные о геологическом строении Камско-Кинельской впадины в Пермской области. Нефтегазовая геология и геофизика, № 2, 1963.
21. Эгнич Ф. Дж. Поиски рифов геофизическими методами разведки. IV Международный нефтяной конгресс, т. II, Гостоптехиздат, М., 1966.
22. Garlough J. L. and Taylor G. L. Hugoton Gas Field, Kansas and Oklahoma. USA., 1941.
23. Swain Paul. Iran builds up big potential in Alborz. Oil and Gas J., 60, № 15, 1962.

**Г. А. Максимович, И. И. Енцов**

## **НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ КАРБОНАТНЫХ КОЛЛЕКТОРОВ**

**Часть I. Зарубежные страны.**

### **История развития карбонатных пород**

Карбонатные породы (81) имеются начиная с наиболее древних известных нам докембрийских отложений (свита Каучичинг в США) и далее непрерывно вплоть до современных. Пока по этапам невозможно количественно оценить послеальгонское и докембрийское карбонатакопление. По косвенным признакам можно предполагать, что в более поздние этапы – в протерозое и палеозое массы известковых пород были больше, чем в археозое. Н. М. Страхов обосновывает это предположение следующим образом. В ходе геологической истории площади платформ росли за счет геосинклинальных зон. Карбонатные же отложения тяготеют к платформенным структурам. Поэтому Н. М. Страхов считает вероятным, что по мере перехода от археозоя к альгону, а от последнего к нижнему палеозою массы карбонатных пород возрастали. Это он выразил следующей диаграммой (рис. 1).

Древнейшие археозойские карбонатные породы не имеют органических остатков. По Н. М. Страхову это связано не с уничтожением остатков метаморфизмом, а объясняется тем, что организмы еще не использовали известь для постройки своих скелетов. Древнейшие карбонаты, как это показано на рис. 1, были химическими образованиями. В протерозое уже на отдельных горизонтах появляются массовые скопления секрций, выделяющих известь водорослей (строматолиты). С этого времени вплоть до наших дней в отложении карбоната

кальция нарастает роль организмов, выделяющих известь. В ходе эволюции Земли все новые группы организмов принимают участие в извлечении извести из растворов. Карбонатоосаждение нарастает. Для морей это показано на рис. 2. Причем в докембрийское время выделяющие известь организмы (водоросли) были исключительно в прибрежной зоне фотосинтеза на глубинах 0–50 м. С кембрия, а особенно с силура, заселяется вся площадь шельфа. С девона известны планктонные птероподы, которые участвуют в образовании осадков гемипелагического типа. В мезозое группы организмов, ранее бывших шельфовыми, таких как криноидеи, теребратулиды, ринхонеллиды, часть двустворок, уходят на значительные глубины. Начиная с юры, в больших массах появляются кокколитофориды и планктонные фораминиферы, которые становятся породообразующими организмами и слагают толщи осадков пелагического типа. В качестве примера можно указать верхнемеловые отложения.

Постепенно расширяются площади местообитания выделяющего известь бентоса и планктона. В истории Земли в море биогенное карбонатоосаждение непрерывно и прогрессивно подавляло химическое. В современный момент в океанах подавляющую роль играет биогенное карбонатакопление, которое происходит на шельфе за счет бентоса, в пелагической области — за счет планктона. Ничтожную роль

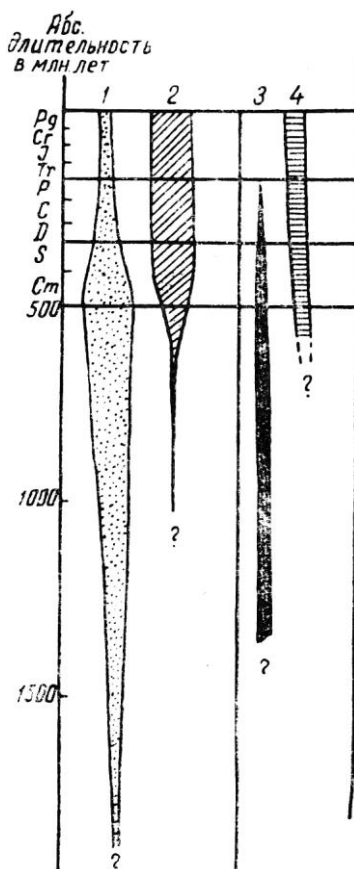


Рис. 1. Схема эволюции морских карбонатных пород в истории Земли (по Н. М. Страхову, 1963).

Карбонатообразование: 1 — химическое; 2 — биогенное.  
Доломитообразование: 3 — первичное химическое; 4 — диагенетическое.

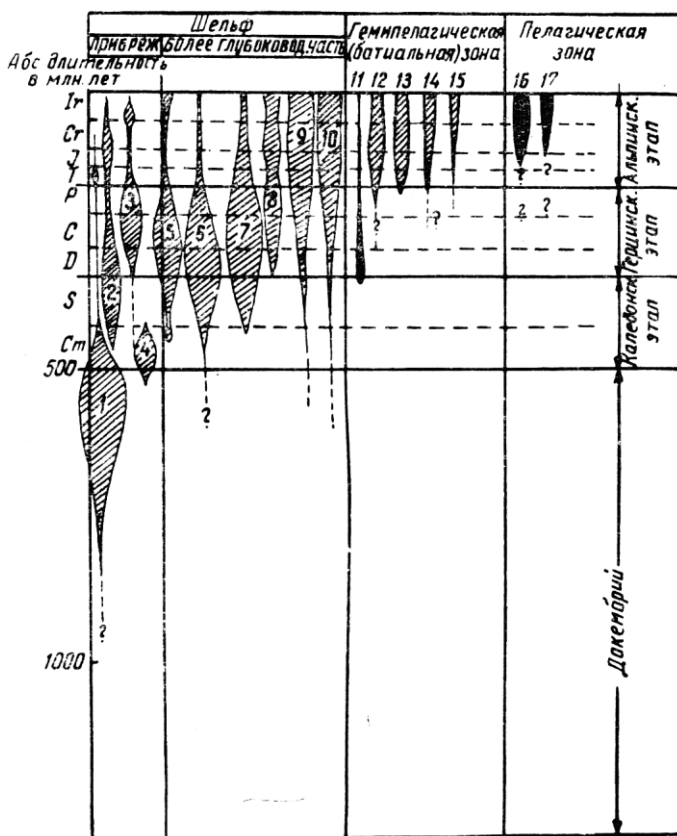


Рис. 2. Развитие биогенного карбонатонакопления в морях в ходе истории Земли (по Н. М. Страхову, 1963): 1 – известковые водоросли; 2 – кораллы; 3 – донные фораминиферы (главным образом фузулины и нуммулитиды); 4 – археоциаты; 5 – мшанки; 6 – брахиоподы; 7 – криноидеи; 8 – морские ежи; 9 – пелециподы; 10 – гастроподы; 11 – птероподы; 12 – глубоководные брахиоподы (теребратулиды и ринхонеллиды); 13 – глубоководные криноидеи; 14 – глубоководные двусторонки; 15 – глубоководные ежи; 16 – кокколитофориды; 17 – фораминиферы. Косая штриховка – бентос, черное – планктон.

играет химическое карбонатаккумуляция, которое имеет место только в прибрежной зоне тропических морей. Это тип Багамской отмели. Только во внутренних морях, заливах и озерах засушливой зоны (Черное, Каспийское и Аральское моря, а также озера Иссык-Куль и Балхаш) главная масса карбонатов осаждалась химическим путем. Послеальгонские органогенные известковые породы, вследствие быстрой эволюции организмов, характеризуются необратимой эволюцией структурно-текстурных черт.

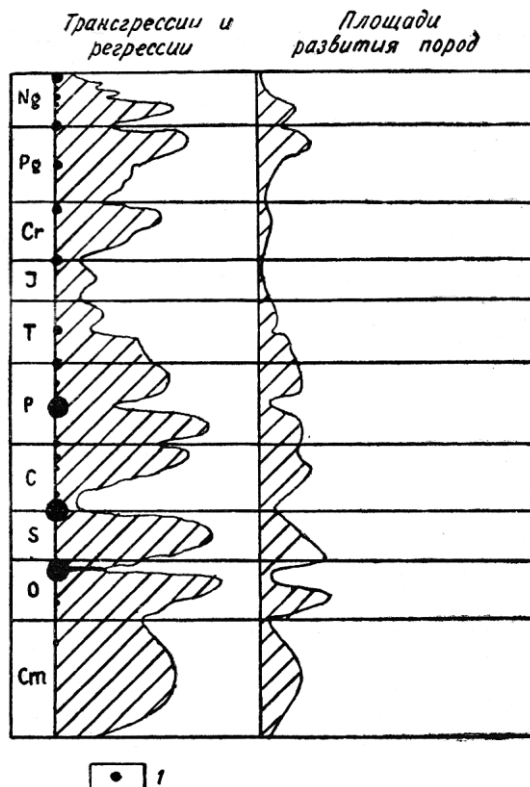


Рис. 3. Стратиграфическое распределение карбонатных пород (по Н. М. Страхову, 1963): 1 – фазы складкообразования.

В истории известняков отмечаются эпохи усиленного и ослабленного осадконакопления. Максимумы приходятся на средние отрезки каледонского, герцинского и альпийского тектогенезов. Начало и конец каждого тектонического этапа характеризуются минимумами развития карбонатных отло-

жений (рис. 3). Причина этого (81) заключается в условиях питания водоемов обломочным материалом.

Срединные части тектонических этапов являются эпохами максимального развития морских условий. На отдельных участках геосинклиналей многие острова опускаются ниже уровня моря. Это вызывает уменьшение площади участков, куда ранее приносился обломочный материал. Как следствие расширяется территория карбонатных осадков. На огромных площадях эпиконтинентальных морей платформ наблюдается малое поступление обломочного материала в виде узких полос. Преобладает накопление карбонатных осадков. Поэтому срединные части тектонических этапов названы Н. М. Страховым «карбонатными эпохами». Он считает, что главным, решающим фактором то большего, то меньшего развития известняков было меняющееся во времени «разбавление» накапливающихся карбонатов обломочным материалом. Наряду с этим в карбонатообразовании современной и прошлых эпох в некоторых случаях, например при образовании рифовых толщ, несомненно играла роль абсолютная интенсификация карбонатакопления. Широкое распространение карбонатных пород создало предпосылку и для возникновения коллекторов нефти и газа.

### **Карбонатные коллекторы**

В публикуемой работе, представляющей первую часть, дается обзор нефтеносности и газоносности карбонатных коллекторов зарубежных стран. При этом особое внимание уделяется карстовому типу коллекторов. В специальной литературе по полезным ископаемым карста имеется представление, что залежи и месторождения нефти и газа в закарстованных породах «встречаются... сравнительно редко» (1). Нефтяные геологи также не всегда уделяют должное внимание палеокарстовым коллекторам (39). Часто, особенно в американской литературе, их называют ловушками, обусловленными изменением проницаемости. Проницаемость в свою очередь зависит от изменчивости кавернозности, обусловленной древним выветриванием (!! ) известняков. В других случаях указывают, что пористость обусловлена древним выветриванием (!! ) известняков, сопровождающимся доломитизацией. Эти формулировки, где слово карст не фигурирует, и ввели в заблуждение Ю. М. Абрамовича (1). В литературе, когда говорят о трещинных (или даже неправильно трещиноватых) карбонатных коллекторах, то к этой категории часто относят не только трещинные, трещинно-карстовые, но даже карстовые коллекторы.

Один из авторов уже выступал в печати на эту тему (60–67). В этих работах давалась классификация палеокарстовых коллекторов и приводились примеры приуроченных к ним залежей нефти и газа. При этом рассматривались главным образом останцовые и рифовые залежи и месторождения.

На земном шаре в последние годы резко возросла добыча нефти и газа из карбонатных коллекторов. По данным А. И. Леворсена (57), они содержат почти половину всех известных мировых запасов нефти. А. А. Ханин (85) и автор (65) считают, что в настоящее время более 60 % нефти добывается из карбонатов. В капиталистических странах с ними связано 50 % запасов газа крупнейших месторождений (25, 97).

В СССР в 1963 г. из разведанных 1180 залежей нефти и газа 214 (18 %) приходилось на карбонатные и 91 (8 %) на терригенно-карбонатные коллекторы (20).

На Ближнем Востоке, в Канаде и Мексике к карбонатам приурочена почти вся нефть. Все основные районы США, за исключением Калифорнии и Пенсильвании, характеризуются нефтеносностью карбонатных отложений (85). На Среднем Востоке, главным образом в Иране, Ираке, Кувейте и Саудовской Аравии, наблюдается наибольшая концентрация богатейших в мире нефтяных месторождений. Значительная часть нефти добывается из известняковых пород – коллекторов, приуроченных к крупным антиклиналям. Здесь разрабатывается несколько залежей, каждая из которых содержит 700 млн  $m^3$  и более нефти (57).

В третичных и меловых известняках разведаны крупные залежи нефти и газа в Ливийской Сахаре (Киренаикская нефтегазоносная область). Общие запасы нефти определены в 7–8 млрд. т (17).

Девонские известняковые и доломитовые рифовые отложения являются коллекторами большинства богатых нефтяных месторождений Западной Канады.

В США карбонатные толщи свит сан-андрес, клирфорк, биглайм (пермь), элленбэргер и вайола (ордовик) в пределах Пермской впадины, арбокл и вайола (ордовик) Западного внутреннего бассейна, трентон (ордовик), ниагара (силур), корниферус (девон) в пределах восточных областей платформы (Иллинойсской, Мичиганской впадин и Цинциннатского свода) и Преаппалачской впадины отличаются региональной нефтегазоносностью и колоссальными ресурсами нефти и газа (7).

Меловые известняки нефтеносны в большей части мексиканских месторождений и дают большое количество нефти в Венесуэле (57).



Доля запасов нефти и газа, сосредоточенных в карбонатных породах Северной и Южной Америки, составляет не менее 25 %. Из них в 1957 г. добыто до 150 млн. *т* нефти (7).

В зарубежной Европе отметим Аквитанский бассейн Франции, где нефть и газ содержатся в юрских и меловых известняках и доломитах. Здесь располагается очень крупное месторождение газа Лак с запасами около 400 млрд.  $\text{м}^3$ . Газ в основном приурочен к карбонатным породам верхней перми (73). Газ в этих отложениях известен также в Нидерландах и Великобритании (42). Коллекторами нефти и газа месторождений Италии – Рагуза, Джела и др. являются карбонатные породы (52).

#### ЗАРУБЕЖНАЯ АЗИЯ

Средний и Ближний Восток. В странах Среднего и Ближнего Востока, включающего Иран, Ирак, Саудовскую Аравию, Кувейт, Катар, Бахрейн, Турцию, на 1 января 1961 г. из суммарной добычи нефти 2200 млн. *т* не менее 1500 млн. *т* (68 %) получено из карбонатных коллекторов (8). Среди них исключительно высокими запасами нефти, исчисляемыми миллиардами тонн, особо выделяются карбонатные толщи асмари и «главный известняк» (третичная система) на территории Месопотамской платформы. Отдельные карбонатные толщи мезозойских и третичных отложений характеризуются региональной нефтегазоносностью на обширных пространствах, протяжением в несколько сотен километров.

Разведанные запасы нефти в странах Среднего и Ближнего Востока к концу 1955 г. достигали 17,1 млрд. г. что составляло около 70 % всех разведанных запасов в капиталистических странах (6). Добыча нефти в этих странах в 1959 г. составляла 23 % мировой (103).

Т а б л и ц а 1

**Средняя добыча нефти на одну эксплуатационную скважину (1952 г.)**

| Страна                             | Число скважин на<br>конец 1952 г. | Среднегодовая добыча<br>нефти на одну<br>скважину, тыс. т. |
|------------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------------------------------|
| Всего по капиталистическим странам | 480.555                           | 1,2                                                        |
| в том числе:                       |                                   |                                                            |
| Ирак                               | 42                                | 444,3                                                      |
| Иран (данные за 1950 г.)           | 81                                | 396,9                                                      |
| Саудовская Аравия                  | 124                               | 328,2                                                      |
| Кувейт                             | 115                               | 327,2                                                      |
| Катар                              | 15                                | 220,0                                                      |
| Венесуэла                          | 8062                              | 11,7                                                       |
| США                                | 450.700                           | 0,7                                                        |

Коллекторские свойства карбонатных пород на нефтяных месторождениях Среднего и Ближнего Востока главным образом зависят от закарстованности и степени их трещиноватости. При этом отдельные системы трещин сообщаются между собой на большие расстояния (местами до  $S$  км и более), что обуславливает значительные притоки нефти в скважины, достигающие в ряде случаев 2500–6400 м<sup>3</sup>/сутки при небольшом перепаде давления на забое (6).

Таблица 1 показывает, что в месторождениях Среднего и Ближнего Востока среднегодовая добыча нефти на одну скважину в десятки раз больше чем в Венесуэле и в сотни раз больше, чем средняя по капиталистическим странам и в США (99).

Месопотамская предгорная впадина. Основным продуктивным горизонтом нефтяных месторождений Юго-Западного Ирана является знаменитая толща известняков асмари (олигоцен и нижний миоцен), в Северном Ираке – карбонаты «главного известняка» (средний верхний эоцен, олигоцен и нижний миоцен). Эти толщи сложены в одних районах в основном фораминиферовыми мелкозернистыми известняками с малой первичной пористостью, в других – рифовыми известняками со значительной пористостью и проницаемостью. Мощность толщ известняков асмари и «главного известняка» составляет 300–400 м, местами достигает 500–600 м (6, 8, 57, 2). Нефть месторождений Юго-Восточной Турции приурочена к карбонатам верхнемелового возраста (8).

Юго-Западный Иран. К началу 1961 г. суммарная добыча нефти месторождений Юго-Западного Ирана составляла около 554,7 млн. т. Она была получена главным образом из карбонатных третичных отложений (8). Основным нефтегазоносным горизонтом являются известняки асмари. На наиболее тщательно изученных месторождениях Масджид-и-Сулейман и Хафтькель было установлено, что независимо от того, насколько сильно насыщенным нефтью был керн пород, получить высокодебитную скважину не удавалось, пока не происходила потеря циркуляции бурового раствора. По данным керна карбонаты имели пористость 2–15 % и проницаемость 0,00005–0,5 миллдарси (57).

Залежи нефти в известняках асмари приурочены к перерыву в осадко- накоплении (85), а продуктивность в основном зависит от степени расширенной выщелачиванием трещиноватости. Без трещин в ряде месторождений не было бы отбора нефти. Нефтеносный горизонт на всей протяженности обладает свободной пропускной способностью, хотя известняки асмари имеют низкую проницаемость. Имеются доказательства гидродинамического сообщения участков, отстоящих друг от друга на 80 км (57).

В последние годы довольно крупные залежи нефти обнаружены также в карбонатных отложениях среднего мела\* (Лали, Ага-Джари, Ахваз, Бинак, Биби-Хакимет, Кухе-Манд, Бахраган Сар), нижнего мела и юры (Дариус-Харг, Сирус-2); залежи газа встречены в карбонатных свитах кхами (нижний мел-юра) на месторождениях Гачсаран, Кешм и среднемеловом банджестанском известняке на месторождении Бахраган Сар (32, 100).

Наиболее крупным месторождением рассматриваемой территории является Ага-Джари. Оно относится к числу богатейших месторождений не только Ирана, но всего Ближнего и Среднего Востока. Месторождение открыто в 1937 г., а разработка началась в 1945 г. За период с 1945 по 1960 г. добыто свыше 180 млн. т нефти. В 1960 г. среднесуточная добыча при 33 эксплуатационных скважинах составляла 86 тыс. т. Продуктивные горизонты приурочены к толще известняков асмари мощностью до 250 м,

---

\* В советской литературе принято двухчленное деление меловой системы.

со средней пористостью 7,6 % и сильной трещиноватостью. Трещины хорошо сообщаются между собой, о чем можно судить по одинаковому давлению в скважинах, расположенных на расстоянии 12 км друг от друга.

Кроме Ага-Джари в Юго-западном Иране имеются другие богатые месторождения нефти: Хафткель, Масджид-и-Сулейман, Нефтсефид, Гачсаран, Нафтшах, Лали (8), Ахваз, Бинак, Биби-Хакимет, Халафабад, Кухе-Манд, Кешм, Дариус-Харг, Сирус-2, Бахраган Сар (32, 72, 79, 46).

**Северный Ирак.** К концу 1960 г. суммарная добыча нефти месторождений Ирака составляла около 362,67 млн. т (8). Основным продуктивным горизонтом является карбонатная толща «главный известняк» стратиграфически почти одновозрастная с известняками асмари и перекрытая мощным соленосным комплексом формации фарс. Кроме того, на ряде месторождений крупные залежи нефти обнаружены в карбонатных отложениях мела и триаса (8, 30).

Одним из богатейших месторождений не только Ирака, но всей нашей планеты является месторождение Киркук. Среднесуточная добыча нефти его из 44 скважин в 1960 г. достигла 85,1 тыс. т. Суммарная добыча с 1934 по 1960 составила около 273 млн. т (8). Основные продуктивные горизонты месторождения приурочены к трехсотметровой карбонатной толще «главного известняка», которая на некоторых месторождениях именуется свитой кальхур. Сильная трещиноватость известняков создала весьма благоприятные условия для скопления огромных запасов нефти. Благодаря сильной трещиноватости нефтесодержащих пород отмечается быстрая передача изменения давления, что обуславливает хороший дренаж эксплуатационных скважин на значительном расстоянии. У 35 % действующих скважин при дебите 3200 м<sup>3</sup>/сутки перепад давления не превышал 0,35 ат, у 85 % – 1,1 ат и ни в одном случае не превышал 1,7 ат (93, 95).

Крупными месторождениями Ирака с высокодебитными залежами в карбонатных отложениях также являются: Айн-Зала, Бутма, Нафтахане, Бай Гассан, Джамбур (8).

**В Юго-восточной Турции**, в пределах замыкания Месопотамской впадины обнаружены нефтяные месторождения: Раман, Гарзан и Гармик, имеющие небольшое практическое значение. Продуктивные горизонты их приурочены к карбонатным отложениям мелового возраста. В 1960 г. добыча нефти этих месторождений составила 639 тыс. т из 53 скважин (8). В 1964 г. в Турции впервые получен фонтан нефти с дебитом более 2130 т/сутки. Скважина расположена во впадине Диярбакыр и дает нефть из известняков верхнего мела. До этого в 1963 г. в этой впадине было открыто два месторождения – Куркан и Целики, а всего их 10. Нефтеносны карбонатные отложения маастриха (формация гарзан), а иногда и верхнего кампана (47).

В Турции открыты месторождения и в юго-западной части страны. Продуктивны здесь трещиноватые известняки миоцена и подстилающие их палеозойские доломиты. В скважинах Балгардагской площади, расположенной в 20 км от г. Адана, дебиты нефти достигали 160–210 т/сутки (45).

**В Центральном Иране** в срединном массиве открыты крупные месторождения нефти Алборц и Кум и газоконденсата – Сараджех. Продуктивные горизонты приурочены к карбонатным отложениям олигоцен-миоценовой формации кум, перекрытой толщей галогенных образований. Дебиты скважин на месторождениях Алборц и Кум очень высокие. При бурении скважины Алборц-5 произошло открытое фонтанирование с примерным дебитом 13 тыс. м<sup>3</sup>/сутки нефти удельного веса 0,835. Прежде чем скважина была заглушена, она выбросила около 800 тыс. м<sup>3</sup> нефти (4,32).

На месторождении Кум начальный дебит скважины-открывательницы достигал 10 тыс. т/сутки нефти через 75-миллиметровый штуцер (8); дебиты других скважин – 2800–1000 т/сутки (45).

На месторождении Алборц в сутки добывается 11,1 тыс. м<sup>3</sup> нефти, на месторождении Сараджех – более 2,43 млн. м<sup>3</sup> газа (4).

Основные продуктивные горизонты в пределах восточной краевой части Аравийской платформы приурочены к отложениям юры и мела. В отложениях юры коллекторами являются главным образом карбонатные породы – трещиноватые известняки, местами представленные в рифогенной фации; в меловых отложениях карбонаты продуктивны на о. Бахрейн. Карбонатные породы как юрских, так и меловых отложений, так же как и карбонатные коллекторы олигоцена и нижнего миоцена Месопотамской впадины, отличаются весьма высокой продуктивностью. Мощность каждого из продуктивных горизонтов от 10 до 60–70 м (6, 8).

В пределах Саудовской Аравии, Бахрейна, Катара наиболее богатой на разрабатываемых горизонтов является зона араб, относящаяся к верхам верхней юры. Она состоит из нескольких пластов трещиноватых, местами кавернозных известняков, разделенных между собой прослойками ангидрита или же глинистых сланцев и глин. Известняки зоны араб перекрываются толщей ангидритов, которая служит прекрасным нефтенепроницаемым перекрытием.

На территории Саудовской Аравии нефтегазоносны также карбонатные отложения зон хадрия (формация фенайф) оксфорд-келловей и фадили (формация друма) байос-бата, перми и триаса. Нефтяные залежи месторождений описываемой части Аравийской платформы высокопродуктивны. Начальные дебиты скважин колебались от 600–700 до 1500 т/сутки. На месторождении Абкаик отдельные скважины давали фонтаны нефти с дебетом до 2400 т/сутки (8).

Основным продуктивным горизонтом месторождений нефти в Саудовской Аравии являются известняки зоны араб. Кроме того, богатые залежи нефти имеются в карбонатных отложениях зон хадрия (оксфорд-келловей), ратави (нижний мел), фадили (байос-бат), джубайль (верхняя юра), хуфф (пермь).

Одним из крупнейших месторождений нефти Саудовской Аравии, а также одним из крупнейших в мире месторождений-гигантов является Гхавар. Добыча нефти по месторождению в 1960 г. достигла 34,5 млн. т. Среднесуточная добыча при 86 эксплуатационных скважинах составляла 96,3 тыс. т. За период с 1950 по 1960 гг. было добыто около 264,6 млн. т нефти. Главные продуктивные горизонты на месторождении приурочены к верхнеюрским известнякам формаций араб и джубайль.

Вторым по величине после Гхавар является месторождение Абкаик, по которому за период с 1943 по 1960 г. добыто 224 млн. т нефти. Среднесуточная добыча за 1960 г. при 59 эксплуатационных скважинах составила 35,3 тыс. т. Начальные дебиты скважин достигали 2 тыс. т. Основные скопления нефти на месторождении Абкаик сосредоточены в известняках араб. Кроме того, залежь нефти обнаружена в нижележащих отложениях зоны хадрия.

Богатые залежи нефти, связанные с карбонатными коллекторами, имеются также на месторождениях Катиф, Даммам, месторождения зоны поднятий Фадили-Абу-Хадрия, Манифа (8).

На полуострове Катар располагается месторождение Духан, продуктивные горизонты которого приурочены к известнякам араб верхней юры. Здесь выделяются два главных нефтяных горизонта, эффективная мощность которых 25 и 53–58 м. Известняки кое-где слегка трещиноватые, но крупные трещины и разрывы в них отсутствуют, и их физические свойства напоминают свойства песчаных коллекторов (78). Средняя пористость известняков 18–20 %, проницаемость 65–150 миллиардс. За период с 1949 по 1960 гг. на месторождении добыто около 58 млн. т нефти.

На острове Бахрейн эксплуатируется месторождение Бахрейн. Продуктивные горизонты приурочены к толще трещиноватых известняков, залегающих в верхней части формации вазия (верхний мел). Мощность продуктивной части 30–35 м. За период с 1933 по 1960 г. на месторождении добыто около 31,1 млн. т. Начальный дебит скважин равняется 200–300 т. В карбонатных отложениях формации араб на месторождении Бахрейн обнаружены залежи газа.

Основным нефтесодержащим горизонтом Нейтральной зоны и Кувейта являются песчаные отложения формации вазия (мел). Однако на месторождении Вафра (Нейтральная зона) залежи нефти обнаружены также в известняках эоцена и формации ратави неокомового возраста.

На одном из крупнейших месторождений Южного Ирака, а также всего Ближнего Востока, Зубаир, наряду с залежами в песчаниках, эксплуатируется залежь нефти, залегающая в известняках верхнего мела (8).

В нефтегазозной провинции северо-западной части погружения Аравийской платформы, включающей Иорданию, ОАР, Ливан, Израиль, на довольно крупном месторождении Судр, расположенном на Синайском полуострове, нефть также извлекается из трещиноватых и кавернозных известняков эоцена (90). Залежь нефти в кавернозных доломитизированных известняках эоцена обнаружена и на месторождении Азл. В Сирийском районе ОАР в северо-восточной части страны открыт ряд месторождений: Хамзах, Улаян, Тель Румейлан, Кирбах и др. Здесь нефтеносны трещиноватые верхнемеловые известняки. Дебиты скважин колеблются от 220 до 290 т/сутки (45).

На территории Ирака в 1959 г. в пустыне Неджеб открыто газовое месторождение, приуроченное к юрским карбонатным отложениям.

На Трусильском побережье на площади Уим-Шайф выявлена залежь нефти в карбонатных отложениях нижнего мела. Начальный дебит одной из первых скважин составлял 300 т/сутки.

В Северо-Афганской впадине на Етымтагской и Хеджагугердакской структурах открыты промышленные залежи нефти и газа в отложениях мела. Нефть и газ содержатся как в песчаных, так и в карбонатных коллекторах. Свободные дебиты газа достигают от нескольких сотен тысяч до 1400 тыс. м<sup>3</sup>/сутки (8).

В пределах нефтегазозной провинции Индо-Гангской предгорной впадины залежи нефти, связанные с карбонатными коллекторами, обнаружены в эоценовых сакесарских отложениях. Здесь нефтегазозны массивные известняки горизонта средний лаки мощностью 80–90 м с прослойками гипса. Самым крупным месторождением провинции является Балкассар, которое дает 75 % годовой добычи нефти Пакистана. Продуктивные горизонты приурочены к известнякам эоценовых свит саке-сар и будрар. С 1946 по 1960 гг. на месторождении добыто 1700 тыс. т нефти. Из карбонатов добывается также нефть на месторождениях Кхаур, Дулиан, Джоя-Маир (8).

В Синдской газонефтеносной области продуктивные (газозные) горизонты приурочены к известняковой толще эоцена, в которой выделяются пакки: хабиб-рахи, суи-верхний, суи-главный и др. Самым крупным газовым месторождением области является Суи. Здесь газовые залежи выявлены в верхнем и главном известняках суи. Основные скопления газа находятся в суи-главном (8).

Эффективная мощность верхнего известняка суи около 15 м. Суи-главный сложен кристаллическими известняками, мелом, мергелями; мощность его 660 м. Пористость известняков 6,7–28,4 %, а в среднем 18 %, проницаемость 0,1–12,9 миллидарси. Газовая залежь занимает площадь около 194 км<sup>2</sup>. Высота газовой залежи в своде структуры равна 226 м.

Промышленные запасы газа в верхнем и главном известняках суи составляют примерно 140–170 млрд.  $\text{м}^3$ , из них 90 % приходится на долю главного известняка. Абсолютно свободный дебит газа после кислотной обработки известняков составил в скважине 1 около 2,5 млн.  $\text{м}^3/\text{сутки}$ , в скважине 3 – около 3,3 млн.  $\text{м}^3/\text{сутки}$ . К ноябрю 1958 г. на месторождении было добыто около 1 млрд.  $\text{м}^3$  газа.

Крупные залежи газа в карбонатах установлены также на месторождениях Зин, Уч, Хайрпур, Мари, Джакобабад, Кандхкот (82).

В И н д о н е з и и на о-ве Ява к концу 1960 г. было добыто 21181 тыс. т нефти, в том числе в 1960 г. – 214,2 тыс. т. Нефтегазоносны здесь мергели свиты верхний калибенг (плиоцен) и песчаники миоцена и плиоцена (44).

В З а п а д н о м И р а н е открыто три месторождения: Кламоно, Васиан и Могой. Из этих месторождений в 1960 г. было добыто 207 тыс. т, а суммарная добыча к концу 1960 г. составила 3,370 млн. т (8).

На месторождении Кламоно нефть залегает в рифовых известняках верхнего миоцена. Общая мощность нефтеносных известняков 120 м. Дебиты отдельных скважин достигают 210 т/сутки. Нефть асфальтовая, удельного веса 0,94 (8,23). С 1948 до конца 1961 г. суммарная добыча нефти по месторождению превышала 3 млн. т, а в 1961 г. было добыто 154 тыс. т (56).

На месторождениях Васиан и Могой нефтеносны также известняки верхнего миоцена. Дебиты скважин составляли 90–360 т/сутки. Удельный вес нефти 0.80. На месторождении Васиан суммарная добыча нефти с начала разработки по 1960 г. включительно составила 218,4 тыс. т, а на месторождении Могой – 576 тыс. т (8).

В К и т а е в Сычуаньской провинции залежи газа, связанные с карбонатными отложениями, установлены на месторождениях Шиюгоу, Сунчан, Цзылюцзин. Газоносны пористые известняки, залегающие в Цзялинцзянской свите триаса. На месторождении Цзылюцзин помимо газа получены незначительные, но промышленные притоки нефти красноватой окраски (87).

### АФРИКА

В последние годы в Ливийской Сахаре в К и р е н а и к с к о й нефтеносной области открыто в карбонатных породах более 20 крупных нефтяных и несколько газовых месторождений. К началу 1962 г. разведанные запасы нефти составили более 500 млн. т, а общие запасы исчисляются в 7–8 млрд. т (17). Основные запасы нефти приурочены к третичным (палеоген) и верхнемеловым известнякам. Одним из крупнейших месторождений является Целтен, открытое в 1958 г. Из первой же скважины получен приток нефти дебитом 2780  $\text{м}^3/\text{сутки}$ . Это самая высокодебитная скважина в Африке. Скважина 2 дала фонтан нефти дебитом 2384  $\text{м}^3/\text{сутки}$ . Удельный вес нефти 0,835 (84). Нефть содержится в рифовых кавернозных закарстованных известняках палеоцена мощностью около 100 м, в которых встречаются огромные погребенные полости. По образному выражению одного из местных специалистов «через каверны в целтенских нефтеносных известняках, вероятно, можно было бы протащить целого быка» (17).

Скважиной 3 на месторождении Целтен выявлен второй продуктивный горизонт в известняках верхнего мела мощностью 15 м, из которого при опробовании получен приток нефти с дебитом 300 т/сутки (18).

Общая площадь месторождения Целтен 60 280 га, а общие запасы нефти к началу 1962 г. ориентировочно оценивались в 2 млрд. т, что значительно превышает запасы всей Западной Европы (17). Крупными месторождениями Киренаикской нефтегазоносной провинции являются также:

Бахи, Дахра, Беда, Захалиле, Рагуба, Хофра, Дефа, Ваха, Жиало, Антелла и др. с дебитом скважин 100–500 т/сутки.

В 1961 г. Ливия среди стран Африки по добыче нефти занимала четвертое место, хотя эксплуатировалось только одно месторождение Целтен. В 1964 г. Ливия вышла в Африке на первое место. Юго-западнее месторождения Ора получен приток нефти из нижнепалеозойских доломитов (47).

ОАР. К началу 1962 г. в ОАР было открыто 17 нефтяных месторождений. Все они расположены в Красноморском нефтегазоносном бассейне. Продуктивны терригенные и карбонатные породы миоцена и эоцена, реже мела и карбона. Наиболее крупными месторождениями являются Белаим и Рас-Гариб. На старейшем месторождении ОАР Гемза нефть добывается из миоценовых рифовых известняков. Суммарное количество извлеченной из этого месторождения нефти составляет 3,2 млн. т (15, 80).

До недавнего времени в Африке из карбонатных отложений нефть и газ добывались только в районе Красного моря, а затем в Ливийской пустыне. Автор уже указывал (62), что бурение на нефть вскроет карбонатные толщи во многих районах и даст сведения о древнем погребенном карсте.

М а р о к к о. В 1963 г. имелось более 20 месторождений, в 1951 г. в эксплуатации из них находилось 13. По добыче нефти в Африке Марокко занимает восьмое место (от 2 до 49 тыс. т в год). Наиболее крупным месторождением является Хариша, где добывается до 49 млн. тыс. т нефти в год.

В 1961 г. открыто нефтяное месторождение Сиди Рхалем, которое, вероятно, окажется одним из самых крупных в стране. Нефтегазоносен здесь а р г о в и й с к и й трещиноватый и кавернозный известняк мощностью 30 м. Начальные дебиты скважины-открывательницы составляли 120 т/сутки. На других месторождениях нефть залегает в трещиноватых доломитах и известняках и терригенных отложениях. Промышленные залежи газа в известняках доггера разведаны на месторождении Бу-Драа (80).

С е н е г а л. В районе города Дакар в 1956 г. открыто небольшое месторождение нефти Дьям Няде, где нефтеносны маастрихтские доломиты и песчаники. В 1961 г. добыча нефти составила 2000 т (80).

В Г а б о н е, в дельте р. Огуе на о. Манджи, на структурных поднятиях Кап-Лопес и Пуант-Клеретт в свите икандо (эоцен) прослойки и линзы доломитов нефтеносны. Предполагается, что нефть поступила снизу из верхнемеловой свиты клеретт. В месторождении М'Бега нефтеносны и газоносны линзообразные прослойки доломитов в миоценовой свите алевана. Дебит скважин 100–1000 м<sup>3</sup>/сутки (36, 75).

К о н г о (столица Браззавиль). В 1956 г. открыто нефтяное месторождение Пуант-Эндиен. Нефть заключена в известняках и песках аптальской формации кокобич. В 1961 г. на месторождении добыто 115 тыс. т нефти (16).

А н г о л а. В Анголе к началу 1962 г. в бассейне Кванза было открыто 8 нефтяных месторождений. Нефтеносные горизонты приурочены к трещиноватым известнякам апта (формации бинга и бенфика), альба (формации кабо-ледо и кунга гратидао) и эоцена (формация куво-калукала).

В 1955 г. было открыто месторождение Бенфика, в 1957 г. – Луанда, в 1958 г. – Какуако, в 1959 г. – Бом Джезус и Галинда, в 1961 г. – Уаконго и Тобиа. Последнее является крупнейшим в Анголе – годовая добыча составляет 56 тыс. т нефти (80). Дебиты нефти из известняков альба на месторождении Луанда в отдельных скважинах достигают 1300 т/сутки (19).

## ЗАРУБЕЖНАЯ ЕВРОПА

Германская демократическая республика. К началу 1957 г. в ГДР имелись 3 нефтяных скважины на площади Филлштейн, 3 газовых в Мюльхаузене и 5 газовых в Лангензальце. Нефть и газ были получены из главного доломита верхнепермского возраста. В 1958 г. добыча нефти на месторождении Филлштейн составила около 4500 т (22). В 1961 г. на нефтяном месторождении Райнкенхаген с глубины 2299 ж из отложений главного доломита получен мощный газонефтяной фонтан. Этим была доказана нефтегазоносность Северогерманского бассейна на территории ГДР. Продуктивный пласт месторождения имеет пористость 4–6 % и до 20 %, а проницаемость около 5 миллиарда (22, 34, 92, 102).

Федеративная республика Германии. В ФРГ в 1955 г. было добыто 3147,2 тыс. т нефти и 239,6 млн. м<sup>3</sup> газа. До 31 декабря 1955 г. всего было добыто 25442,9 тыс. т нефти и 1195,7 млн. м<sup>3</sup> газа. Запасы нефти на 1 января 1959 г. составляли 65, 36 млн. т. Газ добывается в основном из доломитово-известняковых горизонтов цехштейна верхнепермского возраста (71). Промышленные скопления нефти приурочены к пористым и трещиноватым известнякам верхней юры и маастрихтского яруса, а также к песчаным горизонтам рэта, юры и нижнего мела (76).

Важнейшей нефтегазоносной областью ФРГ является бассейн Северо-Западной Германии. Всего до конца 1955 г. в нем было добыто 25 104 486 т нефти и 1 148 326 тыс. м<sup>3</sup> газа. Нефть получена главным образом из мезозойских отложений, где наряду с песчаными отложениями продуктивны карбонатные коллекторы, а газ – из известняково-доломитовых пород цехштейна (12). На нефтеносной площади Хейде залежи нефти, связанные с карбонатными породами, встречаются в отложениях цехштейна (участки Риккельсхоф, Лит, Хаммингстадт, Эпенвёрден, Мельдорф-Хавен, Эльперсбюттель) и верхнего мела. Всего на 31 декабря 1955 г. на площади Хейде было добыто 1,7 млн. т нефти (21).

На месторождениях Рейтброк и Макельфельд в окрестностях Гамбурга наибольшие запасы нефти сосредоточены в пористых и сильно трещиноватых известняках рейтброкских слоев маастрихтского возраста. Пористость известняков в среднем 25 %, проницаемость – 1–2 миллиарда. Начальные дебиты многих скважин из этих отложений на месторождении Рейтброк составляют 100–300 т/сутки через 10-миллиметровый штуцер. Общая добыча из маастрихтской залежи Рейтброка составила около 1,5 млн. т нефти (14).

В Нижнесаксонском бассейне между Везером и Эмсом крупнейшим источником газа служит газоносная площадь Реден, где продуктивен цехштейновый главный доломит. Площадь с 1955 г. ежегодно дает 180 млн. м<sup>3</sup> газа (29) или более 50 % газовой добычи страны (33). В Нижнесаксонском бассейне западнее Эмса газоносны карбонатные горизонты толщи плитчатого и главного доломита цехштейна. Здесь разведаны газовые месторождения Бентгайм, Франсвеген, Иттербек, Адорф, Эмлихгайн (5). На месторождении Бентгайм мощность газоносного горизонта (плитчатый доломит) достигает 40 м. В верхней части доломит интенсивно разбит трещинами (27).

На нефтяном месторождении Далум основные нефтеносные горизонты приурочены к нижнемеловым ракушечниковым слоям вельда и ракушечниковым и трещиноватым известнякам белой юры. На 31 декабря 1955 г. это месторождение дало 914 126 т нефти (89).

В Нидерландах газ добывается в девяти месторождениях из карбонатной толщи верхнепермского главного доломита и плитчатого доломита цехштейна (26). Запасы в 1957 г. оценивались в 4–5 млрд. м<sup>3</sup>, а прогнозные – 15 млрд. м<sup>3</sup>. Добыча, составлявшая в 1950 г. 8 млн. м<sup>3</sup>, в 1958 г. достигла 250 млн. м<sup>3</sup>.



В Великобритании к этим же отложениям, называемым верхние и нижние магнезиальные известняки, приурочено газовое месторождение Эксдейл (42, 58).

Франция. Широко известен Аквитанский бассейн Франции, где большие запасы нефти и газа содержат юрские и меловые известняки и доломиты (94). Здесь располагается ряд крупных месторождений нефти и газа: Лак, Паренти, Мот, Сен-Марсе и др. (10). Крупнейшим месторождением газа во Франции является Лак. Первоначальные запасы его исчислялись около 392 млрд. м<sup>3</sup>. По запасам оно занимает третье место в мире после месторождений Пенхендл-Хьюгтон, Хасси-р'Мель (100). Продуктивные горизонты на месторождении приурочены к известнякам и доломитам от верхнеюрского до аптского возраста (70, 96).

На месторождении Лак добывается и большое количество нефти. Годовая добыча в 1953 г. достигла 300 тыс. т и составляла 80 % всей добычи страны (33).

В 1954 г. было открыто первое значительное нефтяное месторождение Франции Паренти, являющееся также одним из наиболее значительных месторождений Западной Европы (70). Залежи нефти приурочены к неравномерно доломитизированным известнякам юрского и мелового возраста, содержащим пустоты и трещины. Доломитизированные зоны наиболее продуктивны благодаря пористости их основной массы, а также наличию пустот и трещин. Начальные дебиты скважины-первооткрывательницы через 25-миллиметровый штуцер достигали 2550 м<sup>3</sup>/сутки. Скважина была пущена в эксплуатацию с дебитом 560 м<sup>3</sup>/сутки (48). Месторождение Паренти в настоящее время дает около 80 % добычи нефти Франции (54).

Венгрия. Самое крупное месторождение в Венгрии – Надьлендельское. В 1955 г. оно давало 60 % всей добычи нефти страны (33), а в 1961 г. – 67 % (35). На этом месторождении залежи нефти обнаружены в доломитах триаса, верхнемеловых мергелях, литотамниевых известняках тортона и небольшие залежи в глауконитовых песчаниках тортона. Основным коллектором является гиппуритовый известняк, залегающий среди пелитовых отложений мелового возраста (35). Эффективная пористость карбонатных коллекторов на месторождении обусловлена системой трещин (49).

На месторождении Хохот коллекторами служат зернистые литотамниевые известняки тортона и трещиноватые известняки триаса с карстовыми пустотами (49).

К западу от Надьлендельского месторождения в последние годы открыто небольшое месторождение Барабашег, на котором нефтеносен гиппуритовый известняк мелового возраста, а там, где он отсутствует, – триасовый доломит (35, 51).

В Западной Австрии в Молассовом бассейне в ряде глубоких скважин незначительные нефтепроявления приурочены к верхнеоценовым пористым нуммулитовым известнякам с прослойками песчаников мощностью 25–100 м (91).

Румыния. Залежи нефти и газа, связанные с карбонатными коллекторами, в Румынии обнаружены на месторождениях внешнего платформенного склона предгорного прогиба Южных Карпат. Здесь залежи нефти (месторождение Хирлаешть западнее Бухареста) и залежи газа (месторождение Чурешть севернее Крайова) содержат верхнемеловые известняки сенона. В отложениях триаса, представленных в основном доломитами, на структуре Боми выявлены залежи нефти. Коллекторские свойства продуктивных пород обусловлены процессами доломитизации и выщелачивания карбонатов, а также явлениями трещиноватости (41).

Болгария. В Нижнедунайской впадине в Тюленовском месторождении (Добруджа) нефтеносны и газоносны нижнемеловые валанжинские известняки. Приток нефти получен из интервалов, где наблюдался

провал инструмента и поглощение бурового раствора (38). В районе города Плевен нефтеносны Гигенская и Долен-Дыбникская структуры. В Гигене мощность нефтеносных кавернозных доломитов валанжина 25 м. В Долен-Дыбникской структуре интервал нефтеносности среднетриасовых известняков и доломитов 150 м. Залежь массивного типа. В 1936 г. на северо-западе Болгарии в районе г. Вратца открыто первое газовое месторождение в среднетриасовых доломитах и известняках. При вскрытии за сутки было получено около 100 000 м<sup>3</sup> газа при давлении 170 ат (3, 38,98).

Италия. В 1953 г. в Сицилии было открыто первое крупное месторождение Италии Рагуза. Залежи нефти здесь связаны с толщей доломитов триаса мощностью до 517 м. Доказанные запасы нефти месторождения ч Рагуза определяются в 10–50 млн. т, и в 1958 г. суточная добыча нефти составила 4760 т. Нефть тяжелая, удельного веса 0,93–0,94 (52). Годовая добыча нефти была около 1,41 млн. т, а суммарная добыча к концу 1960 г. достигла около 5,73 млн. т (31). Нефтегазоносная залежь содержится в массивном резервуаре высотой 532 м, из которых 136 м приходится на газовую шапку. Коллекторские свойства доломитов связаны с трещиноватостью. Запасы газа в газовой шапке оцениваются в несколько миллиардов м<sup>3</sup> (50).

Значительные запасы тяжелой сернистой нефти (уд. вес. 1,037) открыты в Джеде в среднетриасовых доломитах и доломитизированных известняках. Дебит скважины-первооткрывательницы достигал 165–200 т/сутки (52). Доломиты сильно трещиноваты и содержат большое количество каверн. На некоторых уровнях пустот так много, что порода приобретает губчатый вид. Дебиты скважин обычно около 20–30 м<sup>3</sup>/сутки, но в отдельных случаях достигают 400 м<sup>3</sup>/сутки (77). Годовая добыча на месторождении достигла 0,51 млн. т, а суммарная добыча с начала 1957 г. превысила 1 млн.т (31).

На о. Сицилия нефть извлекается из карбонатных отложений триаса также на месторождениях Ното, Дирилло, Каммаранта (31).

В северо-западной части Апеннинского района (гора Майелла) в Италии обнаружены обширные залежи асфальтов, связанные с битуминозными пористыми известняками среднего миоцена и эоцена. Это асфальтовое месторождение одно из крупнейших в Италии.

В Южной Италии нефть в промышленных количествах получена из известняков миоцена близ Валле, Латина, Токко, Трамутола (11).

### АМЕРИКА

Канада. Более 90 % известных запасов нефти Канады находится на площади западных равнин, а из них около 80 % сосредоточено в провинции Альберта. Породы-коллекторы большей части богатых месторождений представлены девонскими известняковыми и доломитовыми рифовыми отложениями (рис. 4). В 1953 г. рифовые известняки верхнего девона давали около 87 % нефти, добываемой в Альберте (43). Здесь продуктивны верхнедевонская свита ледюк, среднедевонская ниску мощностью от 10–15 до 70 м. На 31 декабря 1958 г. 45 % нефти и конденсата и 16 % газа, добытых на месторождениях Западной Канады, приходились на рифы свиты ледюк (69). Считают, что известняки ледюк содержат 32 млн. м<sup>3</sup> извлекаемых запасов нефти.

На ряде месторождений залежи нефти обнаружены в трещиноватых известняках миссисипского возраста (7). В Юго-Западной части Канады выявлены залежи нефти в силурийских известняках (53).

Крупным месторождением Канады является Пембина. Коллекторами нефти здесь служат миссисипские карбонатные породы и песчаники юры (59).

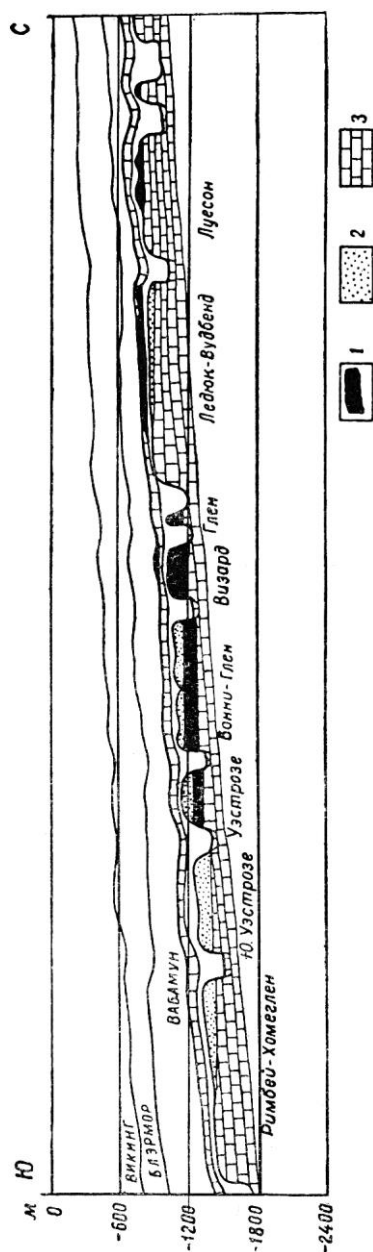


Рис. 4. Продольный разрез через зону «рифового простираания» с указанием залежей нефти и газа (по А. А. Бакирову, 1950): 1 – нефть; 2 – газ; 3 – рифовые массивы.

На следующих по значимости месторождениях Редуотер, Ледюк и Тернер-Валли вся нефть сосредоточена в карбонатах. На месторождениях Редуотер и Ледюк нефтеносны известняки рифовой формации ледюк (88), на месторождении Тернер-Валли нефть добывается из органогенно-обломочных миссисипских доломитов. Пористость в доломитах карстовая, она обусловлена главным образом выщелачиванием ископаемых остатков, представленных в основном обломками криноидей (28). До 1949 г. месторождение Тернер-Валли давало 80–90 % всей добычи нефти в провинции Альберта (33).

Большое число месторождений нефти сосредоточено в рифовой зоне Римбей-Сент-Альберт. Пористость рифовых пород изменяется от точечной до каверновой (37). Примерами рифовых месторождений являются: Ледюк, Редуотер, Голден-Спайк, Уизар-Лейк, Стеттлер, Биг-Валли, Старджеон-Лейк. Каждое из них имеет оцененные промышленные запасы свыше  $160\,000\text{ м}^3$  (43).

С Ш А . Месторождения нефти и газа с залежами, приуроченными к карбонатным коллекторам, в США весьма многочисленны. Все основные районы США, за исключением Калифорнии и Пенсильвании, характеризуются нефтеносными карбонатными отложениями (85).

Рифовые известняки ниагара (силур) содержат много залежей в Онтарио, Индиане, Кентукки и Иллинойсе. Пенсильванские (карбон) известняки канзас сити-лэнсинг являются одним из важных продуктивных горизонтов на обширной площади в Центральном Канзасе. Группа арбокл-элленбэргер, представляющая доломиты и известняки с небольшими прослойками кремня, песка, сланцев (кембрий-ордовик), содержит много богатых залежей нефти в районе Мид-Континента, Канзаса, Оклахомы и Техаса. Район Западного Техаса и юго-восточной части Нью-Мексико с палеозойскими известняковыми и доломитовыми коллекторами, известный под названием Пермского бассейна, относится к богатейшим площадям США. Здесь в 1958 г. было добыто свыше 700 млн.  $\text{м}^3$  нефти и приходится около 20 % всей добычи нефти страны (57).

Аппалачская нефтегазоносная провинция. В этой провинции значительные скопления нефти и газа встречаются и в карбонатных породах от раннеордовикского до миссисипского возраста. Продуктивность карбонатных отложений определяется интенсивностью закарстовывания и доломитизации под поверхностями несогласия, а также степенью трещиноватости (7, 83). Большое промышленное значение имеет миссисипский известняк биг лайм, относящийся к свите гринбрайер. Нефть и газ приурочены к оолитовым зонам и зонам трещиноватости (83).

В отложениях среднего девона нефтегазоносны известняки данди, развитые в южной части штата Онтарио, и брекчиевидные известняки хентерсвил – онондэйга в центральной части бассейна (24).

Продуктивные горизонты имеются в нижнедевонских известняках корниферус. Там, где эти известняки закарстованы и несогласно перекрыты сланцами охайо, они являются основным продуктивным горизонтом. В Восточном Кентукки к этому горизонту приурочен ряд газовых месторождений. В пределах Восточного Кентукки силурийские известняки ниагара нефтеносны местами там, где они закарстованы и несогласно перекрыты миссисипскими сланцами. На месторождении Биг Синкинг, расположенном в западной части Аппалачской впадины, в верхах известняка ниагара имеются три пористые зоны, дающие нефть и газ.

В Восточном Кентукки основным нефтегазоносным горизонтом являются известняки корниферус (девон-силур), дающие более 50 % добычи штата. Большое значение имеют также известняки биг лайм.

В ордовикских слоях газовые горизонты имеются в трентонских известняках в штатах Нью-Йорк, Огайо, Кентукки (83), Тенесси и юго-восточной части штата Виргиния (24).

Цинциннатский свод. В области этого свода наиболее богатые залежи нефти и газа приурочены к карбонатными коллекторам свит трентон (ордовик) и ниагара силурийского возраста.

В районе Лима - Индиана (штаты Огайо и Индиана) из пород свиты трентон добыто 75 % нефти общей добычи (7). До 1900 г. почти вся нефть и газ района были получены из трентонского известняка. В этом районе максимальная добыча была в 1904 г., когда было получено 3,5 млн. *т* нефти, что составляло тогда 21 % всей добычи США (2). В известняках трентон выделяются несколько пористых и хорошо проницаемых зон.

Взгляды на происхождение зон повышенной кавернозности и пористости трентонского известняка Лимы-Индианы изменялись. Мелчер считал пористость первичной. По Ортону она возникла в результате вторичной доломитизации известняка. Вер Вибе образование пористости связывает с закарстовыванием трентонского известняка (у него выветриванием). Этим обусловлено несогласие в верхней части, изъеденность и пещеристость известняка, а также провалы инструмента при бурении на 2–3 м.

Начальные дебиты нефти в скважинах, эксплуатирующих трентонский известняк, в среднем колебались от 2 до 70 т/сутки, в исключительных случаях достигали 1200 т/сутки; начальные дебиты газовых скважин открытым фонтанированием обычно были от 15 до 150 тыс.  $\text{м}^3/\text{сутки}$  и в редких случаях до 400 тыс.  $\text{м}^3/\text{сутки}$  (83).

В районе Лима-Индиана залежи нефти местами встречаются также в силурийских известняках Клинтон (7) и сент-питер (83).

В районе Кемберлендской седловины продуктивные горизонты приурочены к ордовику, силуру, девону, а также миссисипскому и пенсильванскому отделам карбона. В ордовикских, силурийских и девонских отложениях коллекторами служат главным образом карбонатные породы (известняки трентон, ниагара и корниферус), а в каменноугольных – карбонатные и песчаные породы. Наиболее богатые горизонты связаны с карбонатными коллекторами силура и ордовика (7).

Самым крупным продуктивным горизонтом на западном склоне Кемберлендской седловины является ниагарский известняк среднего силура. В нем имеются несколько пористых зон мощностью от 0,3 до 6 м.

Ордовикские известняки нефтегазоносны главным образом в штате Теннесси. Продуктивные зоны повышенной пористости залегают в толще пород мощностью более 300 м, включающей трентонские известняки. Эти зоны связаны главным образом с внутриформационными несогласиями. Самым крупным горизонтом является зона саннибрук. Девонские известняки корниферус дают значительную добычу нефти и газа на западном склоне седловины. Продуктивны кавернозные и пористые зоны мощностью 1–5 м. Некоторые скважины из известняка корниферус в начальный период эксплуатации давали дебиты нефти до 150 т/сутки и газа около 200 тыс.  $\text{м}^3/\text{сутки}$ .

Миссисипский известняк бивер крик является практически единственным крупным нефтяным горизонтом на восточном склоне седловины. В верхнемиссисипских известняках сент-луис в ряде мест имеются залежи нефти, приуроченные к карстовым воронкам. Начальные суточные дебиты нефти в скважинах, эксплуатирующих горизонт сент-луис, достигали 650 т/сутки, но быстро падали (83).

Мичиганский бассейн. В этом бассейне 99 % всей нефти получено из карбонатных пород девона, где выделяются три основных продуктивных горизонта: роджерс-сити-данди, траверс и Детройт ривер. Наиболее продуктивным горизонтом бассейна являются известняки роджерс-сити-данди, из которых на 1 января 1956 г. было добыто 73 % общей добычи нефти в бассейне (9). Кавернозность и пористость известняков обуслов-

лена закарстовыванием, на что указывает ячеистый характер образцов пород, полученных из скважины (2).

Свита роджерс-сити-данди промышленно нефтегазонасна в основном в центральной части бассейна, где нефть эксплуатируется на месторождениях Маунт Плезент, Портер, Бакай, Тэмпл, Рид Сити, Уинтерфилд и др. Начальные дебиты скважин из известняков роджерс-сити-данди достигали 400 т/сутки нефти и 700 тыс.  $m^3$ /сутки газа.

Известняки траверс на 1 января 1956 г. дали 21 % всей суммарной добычи нефти бассейна. Они служат основным продуктивным горизонтом в юго-западной и западной частях Мичигана – месторождений нефти: Нью Сэлем, Сэлем, Маскегон, Блумингдэйл, Коломбия и др. Начальные дебиты скважин, эксплуатирующих известняки свиты траверс, равнялись 30–40 т/сутки, доходя до 90 т/сутки (83). Пористость известняков траверс первичная, а также вторичная за счет закарстовывания и доломитизации.

Из продуктивного горизонта Детройт ривер на 1 января 1956 г. было добыто всего около 5 % суммарной добычи нефти. Это обычно доломиты с низкой проницаемостью, залегающие линзами среди ангидритов и непроницаемых известняков (9). На месторождении Рид Сити формация Детройт ривер является основным эксплуатационным горизонтом, представленным двумя пористыми зонами мощностью менее 1 м каждая. Дебиты скважин здесь небольшие, порядка 4–10 т нефти в сутки.

В Мичиганском бассейне, помимо описанных горизонтов, небольшое количество нефти извлекается из трентонских известняков ордовика. Дебиты скважин, эксплуатирующих эти известняки, достигали 85 т/сутки (83).

Единственным крупным месторождением, где эксплуатируются трентонские известняки, является Лайма. Здесь добыто 79,5 млн.  $m^3$  нефти и около 226 млрд.  $m^3$  газа. Наибольшая добыча на этом месторождении приходилась на 1890–1910 гг., когда извлекалось около 3,2 млн.  $m^3$  нефти в год, что составляло тогда около трети общей добычи США (13).

**Восточный внутренний бассейн.** Крупное промышленное значение в этом бассейне имеют нефтяные залежи, приуроченные к известняковым толщам нижнего отдела миссисипских слоев и девона,

В миссисипских отложениях нефтеносны пористые известняки свит сент дженевив, мак клоски, сент луис и осейдж. Пористые зоны в некоторых случаях (известняки сент луис и осейдж на антиклинали Ла Саль) возникли вследствие древнего закарстовывания известняков в пределах структурных поднятий под поверхностью несогласного залегания пенсильванских отложений. Местами пористые зоны образуют определенные горизонты, часто оолитового сложения.

В Иллинойсе основным продуктивным горизонтом миссисипских известняков является оолитовый горизонт мак клоски, залегающий в низах свиты сент дженевив. Этот горизонт является и одним из наиболее богатых во всей провинции, разрабатывается на многочисленных месторождениях центральной части бассейна (Сентрاليا, Сэлем и др.), а также в районе р. Уобаш (Гриффин и др.) и на старых площадях антиклинали Ла Саль. Горизонт мак клоски отличается также высокой проницаемостью. Мощность продуктивной зоны обычно 3–5 м. Горизонт мак клоски обладает и высокой нефтеносностью. Начальные суточные дебиты скважин доходят до 300–750 т/сутки, а в отдельных случаях до 1300 т; в среднем же они равны около 25 т/сутки. Известняки мак клоски до 50-х годов нашего века давали основную добычу Восточного внутреннего бассейна. Открытие залежей нефти в песчаных горизонтах честер и девонских известняках оттеснило горизонт мак клоски на второе место.

В миссисипских известняках залежи нефти имеются и ниже горизонта мак клоски. Здесь выделяются горизонты сент луис и сэлем. Горизонт

сент луис продуктивен местами в пределах антиклинали Ла Саль в отдельных закарстованных выступах древнего рельефа массивных известняков, перекрытых пенсильванскими осадками (месторождения – Мартинсвилл, Вестфилд). Нефтегазоносная зона мощностью 6–7 м располагается на глубине 1,5–3,5 м ниже кровли известняков.

Горизонт сэлем является одним из основных горизонтов одноименного месторождения Сэлем в центральной части бассейна, на остальных – он дает небольшую добычу. На месторождениях антиклинали Ла Саль в верхах свиты сент дженевив имеется от 1 до 3 пористых зон, при этом в одних скважинах нефтеносна верхняя пористая зона, в других – нижняя. Распределение кавернозности и пористости нижнемиссисипских известняков в пределах антиклинали Ла Саль зависит от древнего рельефа и связано с древним карстом. В центральной части бассейна пористость миссисипских известняков является первичной, а зоны повышенной пористости приурочены к району закарстованных крупных сводовых поднятий.

Девонские продуктивные горизонты в Восточном внутреннем бассейне в последнее время приобрели большое значение. Они разрабатываются большей частью в центральной его части на месторождениях Сэндовал-Сентрاليا, Сэлем, Лауден. Продуктивные пористые зоны приурочены к верхней закарстованной части доломитизированного известняка и характеризуются кавернами растворения, а также трещиноватостью. Начальные дебиты в скважинах из девонских известняков достигали 200–350 т/сутки, а в некоторых случаях (Сэлем) – 1500–4000 т/сутки (83).

В Иллинойсе в девоне нефтеносны карбонатные породы формации роджерс-сити. Наиболее крупным месторождением здесь является Дип-Ривер. Пористость коллектора обусловлена доломитизацией, имеет ограниченное распространение и не зависит от структурных условий. Формация роджерс-сити, обычно представленная известняками, здесь выражена пористыми доломитами. Там, где известняк закарстован и доломитизирован, он порист и нефтеносен. Доломитовая зона является вертикальной или почти вертикальной. Предполагается, что локальное развитие пористости обусловлено карстуемыми водами, которые, проникая по вертикальным трещинам в формацию роджерс-сити, выщелочили известняки и превратили в доломит (9).

Девонские известняки нефтеносны также на месторождениях антиклинали Ла Саль и по окраинам бассейна в Западном Кентукки и Индиане, где за этим горизонтом сохранилось название корниферус.

Нефтеносен и ордовикский трентонский известняк. Разрабатывался он издавна на отдельных месторождениях западного крыла бассейна (Коломбия), антиклинали Ла Саль (Вестфилд) и Западном Кентукки. Притоки нефти из этого горизонта 3–4 т/сутки, а в отдельных случаях достигали 15–25 т.

В центральной части бассейна трентонские известняки нефтеносны на месторождениях Сентрاليا и Сэлем, где они дают незначительную добычу. Дебиты нефти не превышают 35 т/сутки (83).

**Западный внутренний район.** По добыче нефти и газа, а также по количеству разрабатываемых месторождений этому бассейну принадлежит ведущая роль в США (7). Основные нефтегазоносные горизонты бассейна приурочены к пенсильванским и ордовикским отложениям. В последних наряду с известняками нефтегазоносны и песчаники (83).

На месторождениях Западного Канзаса, в частности на крупнейшем в мире газовом месторождении Хьюгготон, газоносны доломиты и известняки нижней перми. Месторождение протягивается с севера на юг на 200 км, ширина местами достигает 56 км. В карбонатной толще биг блу (нижняя пермь) выделяются три газоносные зоны: херингтон, уинфилд и форт райли суммарной мощностью около 75 м. Они связаны между собой и образуют единый газовый резервуар.

Верхняя зона херингтон мощностью 10–13 м представлена в основном доломитами. Средняя зона уинфилд имеет мощность около 13 м и сложена известняками и доломитами с примесью глинистого материала. Нижняя зона форт райли представлена преимущественно известняками, местами оолитовыми, имеющими мощность около 30 м. Полагают, что пористость газоносных зон вторичного происхождения и связана с карстовым выщелачиванием известняков. Первичная пористость наблюдается только местами в оолитовых известняках зоны форт райли (83). Продуктивные зоны перекрыты толщей газонепроницаемых глин мощностью 100–150 м с прослойками ангидритов. Карбонатные породы продуктивной толщи биг блу по восстановлению постепенно обогащаются терригенным материалом и коллекторские свойства их резко ухудшаются. С 1922 по 1955 г. суммарная добыча газа месторождения Хьюготон превысила 16 млрд. м<sup>3</sup>, а начальные дебиты скважин достигали 1,5–2 млн. м<sup>3</sup>/сутки (7).

Значительные нефтяные и особенно газовые горизонты приурочены к пенсильванским известнякам свит Канзас сити и лэнсинг, продуктивных на поднятиях Центрального Канзаса.

В верхах свиты лэнсинг нефть добывается из известняков освальд, где выделяются от 2 до 8 пористых зон оолитового сложения мощностью от нескольких дюймов до нескольких футов. Наиболее крупными месторождениями, где нефть сосредоточена в этих зонах, является Фэрпорт и Коннингэм. Начальные дебиты скважин здесь доходили до 320 т/сутки.

В отдельных районах бассейна в кровле миссисипских известняков залегает своеобразный конгломерат, называемый «остаточной кремнистой породой», образовавшийся в результате выщелачивания карбонатных кремнистых пород во время допенсиляванского континентального перерыва. Это рыхлая кремнистая щебенка мощностью до 50 м является остаточным элювиальным продуктом выщелачивания миссисипских известняков, залегает на склонах погребенных палеокарстовых останцов. Она местами выделяется под названием горизонта уэлч и содержит нефть и газ. Широко распространенным продуктивным горизонтом в Западном внутреннем бассейне являются миссисипские известняки, которые под закарстованными поверхностями несогласия часто становятся кавернозными и пористыми, что обуславливает их локальную нефтегазоносность (поднятия Центрального Канзаса, Восточный Канзас, округ Осэйдж в Оклахоме). Распространенные в неравномерно пористой зоне известняковой толщи, залежи обладают обычно небольшими дебитами нефти. На поднятиях Центрального Канзаса миссисипские известняки дают большое количество газа (месторождения Медисин Лодж в округе Мак Ферсон). Они газоносны также в округах Элк и Чотоква Восточного Канзаса.

Девонско-силурийские известняки хонтон промышленно нефтеносны под поверхностью миссисипского несогласия на поднятиях Центрального Канзаса и в Центральной Оклахоме. Дебиты нефти из известняков хонтон в Центральном Канзасе достигают 75 т/сутки.

Горизонты в ордовикских слоях, где главными являются известняки вайола и бромайд, Доломитизированные известняки арбокл и песчаники вилкоккс (83), отличаются региональной нефтегазоносностью на обширных территориях и концентрацией в них очень богатых ресурсов нефти и газа (7).

Известняки вайола продуктивны на ряде месторождений погребенного кряжа Немаха и на склонах поднятий Центрального Канзаса. Из них добывается газ на месторождении Коннингэм с начальными дебитами скважин в среднем 100 тыс. м<sup>3</sup> в сутки. В 1936 г. в этих же отложениях открыта залежь нефти в Юго-Западном Канзасе в пределах бассейна Доддж-Сити.





мышленно нефтеносны и на северо-западном склоне свода Бенд. В свите смитуик нефть и газ имеются в известняках кэддо и песчаниках лэйк. Известняки кэддо в основном нефтеносны. В них выделяются до 15 продуктивных зон. Верхняя зона, или зона брекениридж, дает основную добычу нефти в округе Стивенс. Она имеет мощность 13–17 м.

Самые богатые нефтяные и газовые горизонты в известняках свиты биг сэйлайн приурочены к закарстованным и трещиноватым участкам.

В верхнепенсильванских отложениях наибольшее значение имеет горизонт рэнджер. Он продуктивен на одном из крупнейших месторождений свода Рэнджер. Горизонт линзовидный и представлен кавернозным и песчанистым известняком, а местами песчаниками и мелким конгломератом. Мощность горизонта от 0 до 13 м. Начальные дебиты нефти достигали 1500 т/сутки, но большей частью они были менее 350 т/сутки. Дебиты газа колебались от нескольких тысяч до нескольких миллионов м<sup>3</sup> газа в сутки. В 1938 г. обнаружена промышленная нефть в известняках миссисипского возраста с дебитами, достигавшими 20 т/сутки.

В различных пунктах свода небольшие залежи нефти и газа имеются в верхней части ордовикских известняков элленбэргер. Они обычно дают менее 10 т в сутки на скважину, хотя иногда начальные дебиты доходили до 500 т/сутки. В округах Шэкслфорд, Коллахэн и Истлэнд в известняках элленбэргер был обнаружен и газ (83).

В Пермском бассейне большая часть месторождений дает нефть и газ из отложений пермского возраста. Все главные продуктивные горизонты бассейна приурочены к пористым, кавернозным, трещиноватым и проницаемым зонам в доломитовых известняках сан андрес и рифовым известнякам кэпитен (рис. 6). Реже пористые продуктивные зоны имеются в нижележащих известняках клирфоркс и вышележащих доломитизированных известняках зоны северный кауден.

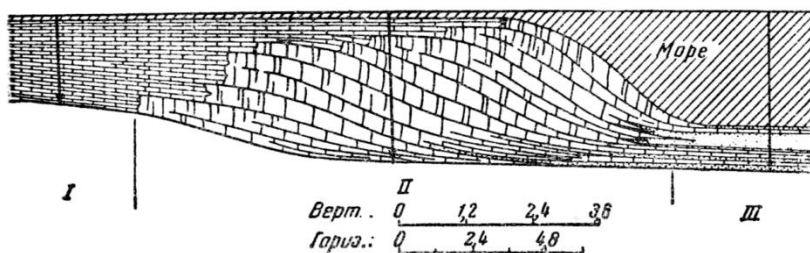


Рис. 6. Схема строения рифа Кэпитен (по А. А. Бакирову, 1959): I – тыловая, зарифовая область; II – рифовая зона; III – Делаверский бассейн.

Рифовые известняки кэпитен отличаются кавернозностью и очень высокой пористостью. Пористость их в ряде случаев достигает 30 %. Размеры каверн колеблются от величины грецкого ореха до 3–5 и даже 10 м (Ейтс, Хоббз). При бурении часто происходили провалы бурового инструмента в карстовые полости. На месторождении Хоббз при фонтанировании нефти из древней пещеры был даже выброшен сталактит.

Как правило, все кавернозные и пористые известняки отличаются высокой проницаемостью. Из богатых резервуаров в рифовых известняках вследствие их очень высокой кавернозности отсутствовал вынос керна (Хоббз и др.). Те же известняки, в которых из керна сочилась нефть, не обладали высокой отдачей. Пермские известняки отличались очень высо-

кими дебитами. В некоторых скважинах начальные дебиты превышали 25 тыс. *т* нефти в сутки (83).

На месторождении Ейтс скважины давали 24–46 тыс. *т* нефти в сутки. Это месторождение к концу 1952 г. дало 63760 тыс.  $\text{м}^3$  нефти из пермских известняков (86); в 1957 г. из них получено около 1,27 млн. *т* нефти. Мощность нефтенасыщенных известняков на месторождении Ейтс около 40 м. Продуктивность известняков превышает 13 тыс. *т* на 1 га (7).

На месторождении Хендрик начальные дебиты доходили до 13 тыс. *т* в сутки, на месторождении Хоббз – до 3 тыс. *т*. Для месторождений Пермского бассейна начальные дебиты в 1–3 тыс. *т*/сутки обычны. Начальные суточные дебиты газа в пермских известняках очень высоки, особенно в рифовых известняках кэпитен, – до 2,5 млн.  $\text{м}^3$  на месторождении Кэпитен и до 4 млн.  $\text{м}^3$  на месторождении Хоббз.

На большей части месторождений бассейна разрабатывается одна основная нефтеносная зона в пермских известняках.

Большинство американских геологов считает, что все каверновые и пористые зоны в пермских известняках и доломитах связаны с континентальными перерывами, документируемыми несогласиями. Образование пористости и кавернозности связано с воздействием поверхностных вод на карбонатные породы в периоды поднятия структур над уровнем пермского моря. Вследствие неоднородного состава известняков, закарстовывание их происходило неравномерно и обусловило появление отдельных зон высокой пористости и проницаемости.

В Пермском бассейне большое значение начинают приобретать глубокие горизонты. На месторождении Биг Лэйк нефтеносен и газоносен горизонт криноидных известняков, залегающий в основании пенсильванских отложений. На месторождении Тодд обнаружена промышленная нефтеносность криноидных известняков рифового происхождения, относящихся к свите строун. Дебиты нефти здесь достигали 240 *т*/сутки. На месторождении Шипли промышленная нефть получена из кавернозной зоны в силурийских криноидных известняках. Начальные дебиты скважин достигали 400 *т* нефти в сутки.

В 1944 г. открыта промышленная нефтегазосносность девонских доломитов. Дебиты из некоторых скважин достигали 500 *т*/сутки. Девонский горизонт является основным эксплуатационным объектом на месторождении Ти-Экс-Л в округе Эктор.

Большое значение в южной части Центральной платформы имеют и ордовикские известняки элленбэргер. На месторождении Тюбб продуктивная зона мощностью 3–17 м находится в верхней части этих кавернозных и трещиноватых известняков. Начальные дебиты нефти 110–1100 *т* в сутки. На месторождении Нью Сэнд Хиллс начальные дебиты нефти известняков элленбэргер достигали 700 *т*/сутки (83). Суммарная добыча нефти из этих коллекторов к концу 1952 г. превысила 44,8 млн.  $\text{м}^3$  (86).

Запасы нефти Пермского бассейна к концу 1946 г. исчислялись 535 млн. *т*. Суммарная добыча к этому времени составила 340 млн. *т*. Особенностью бассейна является высокая производительность месторождений и наличие крупных месторождений (рис. 7). Семь месторождений: Ейтс, Уоссон, Слотер, Кистон, Голдсмит, Хендрик и Фуллертон заключали в своих недрах 390 млн. *т* из 875 млн. *т* Пермского бассейна, т. е. около 40 %. По своим запасам бассейн стоит на первом месте среди палеозойских провинций США (83).

На побережье Мексиканского залива в породах юрского и мелового возраста имеются залежи нефти в карбонатных отложениях. Верхнемеловые известняки остин нефтеносны в семнадцати месторождениях Юго-Восточного и Центрального Техаса. Самое большое месторождение Персолл к концу 1952 г. дало 411,2 тыс.  $\text{м}^3$  нефти. Около половины получено из мелоподобных известняков остин. Меловые трещиноватые и

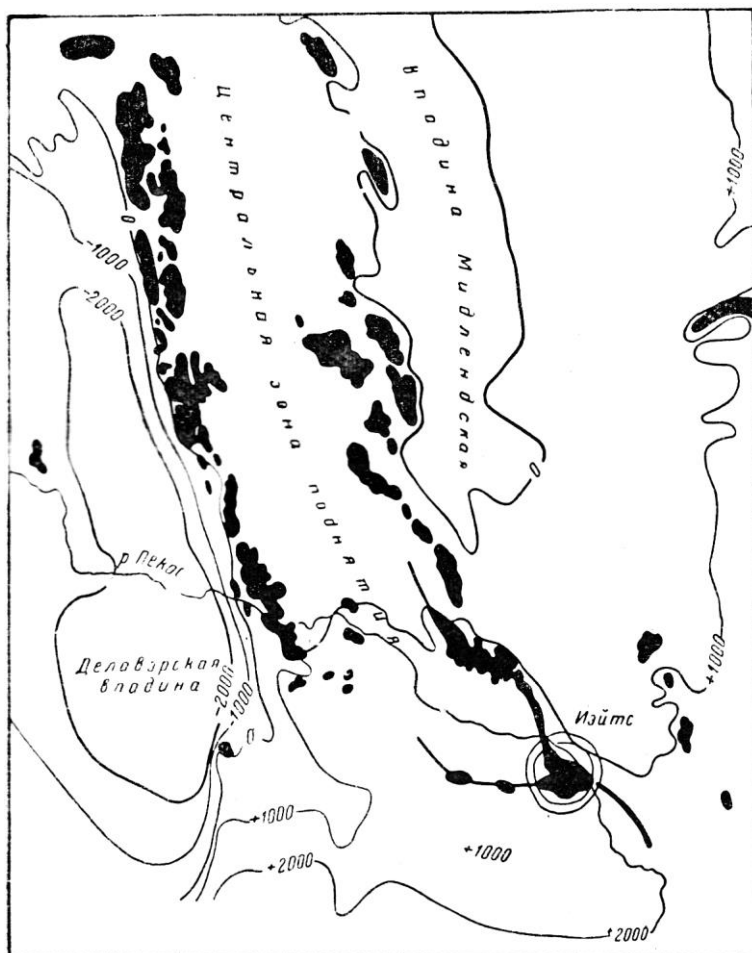


Рис. 7. Схематическая карта расположения главных месторождений нефти в Пермской впадине на западе штата Техас и юго-востоке штата Нью-Мексико (по А. А. Бакирову, 1959).

кавернозные известняки саратогааннона тейлор, также верхнемелового возраста, нефтеносны в другой группе месторождений, расположенной в Северо-Западной Луизиане. Самое большое из этих месторождений Эволле в Сабин-Париш к концу 1952 г. дало 2496 тыс.  $m^3$  нефти. В эту группу входят также месторождения Каддо, Ред Ривер-Булл, Байю, Блу Лейк, Конверс. Верхнемеловые известняки селма дают около четверти добычи на месторождении Гилбертаун в Западной Алабаме.

Нижнемеловые известняки промышленно нефтеносны на месторождении Дарст-Криг в округе Гуадалуп в Юго-Восточном и Центральном Техасе (86).

В южных районах штата Арканзас значительные залежи нефти и газа обнаружены в нижнемеловых и юрских карбонатных коллекторах. Среди юрских особо выделяются региональной нефтегазоносностью отложения свиты смаквер. В юрских карбонатных отложениях значительные залежи нефти открыты также на территории Восточного Техаса. К их числу относится крупная газоконденсатная залежь на месторождении Нью-Хоп в округе Франклин (7).

На полуострове Флорида известны два месторождения нефти – Саниленд и Фелда, эксплуатирующие залежи в нижнемеловых известняках (47).

В Скалистых горах залежи нефти и газа приурочены к отложениям миссисипского и пенсильванского отделов карбона, а также перми, юры, мела и реже третичным. Наряду с песчаниками коллекторами служат закарстованные трещиноватые палеозойские известняки и доломиты свит мэдисон, эмбар, фосфория и др. (7). Известняк мэдисон миссисипского возраста является исключительно нефтеносным в районе Суинипрас Арч северной центральной Монтаны, где его часто называют продуктивным пластом кемпбел (2).

В области Фоур-Корнерс нефть добывается из пенсильванских карбонатных продуктивных горизонтов. Нефтеносны известняки дю-мойн и в частности горизонты дезерт-крик и блафф, образующие рифоподобные массивы. Наиболее крупным является массив на площади Анет, где мощность горизонта дезерт-крик достигает 60 м. На ряде месторождений из пенсильванских известняков и доломитов добывается газ (74).

На многих структурах в результате доюрского закарстовывания каменноугольные известняки мэдисон нижнемиссисипского возраста обладают различной кавернозностью и нефтенасыщенностью. Так, на структуре Кевин-Санбэрст (Монтана) скважины, дающие большое количество нефти из закарстованных известняков, окружены сухими или малодобитными. В девонских доломитах газ содержит много сероводорода и углекислоты. Закарстованность известняков мэдисон констатирована и на структуре Пондера в том же штате Монтана. Нефть здесь добывается только в 12 м зоны у кровли тонкокристаллического доломитизированного известняка мэдисон, кавернозность которого изменчива в зависимости от степени закарстованности.

Нефть добывается также в структуре Силвертин (Вайоминг) из пермского известняка фосфория.

На площади Боттино (Северная Дакота) нефть извлекается главным образом из известняка мэдисон, срезанного и несогласно перекрытого триасовыми отложениями. Из этого же известняка добывается некоторое количество нефти и в месторождениях Кат Бэнк (Монтана), Нессон (Северная Дакота), Солт Крик, Лост Солджер (Вайоминг). В месторождении Элк Бейсин в штате Вайоминг много нефти добывается из пермского и миссисипского известняков. В месторождении Сидар Крик (Монтана) из кавернозных трещиноватых карбонатных пород миссисипского, силурийского и ордовикского возраста добыто около 1 млн.  $m^3$  нефти. Основными нефтеносными слоями являются ордовикские доломиты (40).

В бассейне Санта-Мария Тихоокеанского побережья основным коллектором является формация монтерей верхнемiocенового возраста, состоящая из трех литологических различных свит. Верхняя представлена плитчатыми кремнистыми сланцами, средняя сложена трещиноватыми кремнистыми известняками, нижняя представлена трещиноватыми известковистыми сланцами. Общая мощность формации монтерей изменяется от нуля до 750 м, а средняя мощность составляет около 450 м. Наилучшим коллектором является трещиноватый кремнистый известняк, из которого получают около 60 % всей нефти бассейна. Средняя проницаемость зоны кремнистых известняков была оценена в 10–15 дарси при максимальных значениях до 35 дарси (86).

**Мексика.** В Мексике карбонатным коллекторам принадлежит ведущая роль. Знаменательным событием в истории мексиканской нефтяной промышленности было вскрытие скважиной № 3 Сан-Диего, которая более известна как скважина Дос-Бокас, 4 июля 1908 г. на глубине 555,95 м меловых известняков, откуда получен мощный фонтан нефти, на 30 м превысивший высоту буровой вышки. Под давлением нефти и газов из скважины были выброшены обсадные трубы и за несколько минут сметены с лица земли все наземные сооружения. Сплошная газовая завеса поднялась над скважиной, газы воспламенились от топки парового котла, возник опустошительный пожар, который продолжался до августа 1908 г. Огонь был погашен притоком соленых вод. Предполагают, что в период фонтанирования на поверхность выбрасывалось до 32 тыс. м<sup>3</sup> нефти в Таким образом, за короткое время, с 4 июля по 30 августа, из скважины было выброшено 1,8 млн. м<sup>3</sup> нефти (10). Это, получившее всемирную известность событие, содействовало быстрому развитию работ по добыче мексиканской нефти в пределах Примексиканской краевой впадины.

Коллекторами нефти и газа в отложениях плиоцена, миоцена и олигоцена являются главным образом песчаники; в отложениях эоцена – песчаники и известняки, а в отложениях меловой и юрской систем – известняки. Карбонатным коллекторам принадлежит ведущая роль. С 1901 по 1955 г. в Мексике было добыто около 430 млн. т нефти, в том числе из карбонатных коллекторов более 380 млн. т, или 88,4 %.

Очень высокой продуктивностью отличаются карбонатные коллекторы мелового возраста. Большие начальные дебиты особенно характерны для залежей, приуроченных к трещиноватым известнякам свит эль-абра, тамаулипас и сан-фелипе. Общая мощность продуктивных зон в карбонатных толщах этих свит достигает 200–250 м. Каждая продуктивная зона разделяется пачками плотных плохо проницаемых известняков на несколько самостоятельных продуктивных горизонтов (7).

В области Тампико-Тукспан из карбонатов мелового возраста получено около 90 % всей добычи нефти бассейна (10). Нефть добывается в округах: Эбано-Пануко, Золотой пояс, Поса-Рика и в области впадины Вера-Крус.

Основные продуктивные горизонты на месторождениях округа Эбано-Пануко приурочены к трещиноватым известнякам меловых свит сан-фелипе и тамаулипас. В последние годы крупные залежи нефти открыты в известняках верхней юры – месторождения Тамаулипас, Конституционес и др. (7). Наиболее крупным месторождением округа является Пануко. Здесь 31 % от общего количества продуктивных скважин нефть добывают из известняков нижнего и верхнего горизонтов формации сан-фелипе, 48 % – из формации сан-фелипе или из верхнего горизонта формации тамаулипас и 21 % – из горизонтов, залегающих глубже известняков тамаулипас. Во всех случаях нефтеносными оказывались вторично-пористые известняки. Суммарная добыча месторождения к декабрю 1955 г. составила 53 365 тыс. м<sup>3</sup> нефти. Скважины на месторождении высокодебитные. Так, дебиты первой богатой скважины равнялись 800–1600 м<sup>3</sup>/сут-

ки, из нее было получено 1760 тыс.  $m^3$  нефти; скважина 3 Сурита дала 3360 тыс.  $m^3$  нефти (10). Крупными месторождениями являются также Тамаулипас, Эбано-Чапакао, Конституционес, Корковадо и др. (7).

**Округ Золотой пояс.** В 1914–1921 гг., когда добыча нефти в Мексике достигла максимума, округ занимал первое место, давая около 60 800  $m^3$  нефти в сутки. Почти вся нефть добывается из рифовых известняков формации эль-абра. Процессы закарстовывания обусловили значительную вторичную пористость, которая наряду с первичной пористостью определила коллекторские свойства известняков и благоприятные условия для скопления в них нефти. Крупнейшим месторождением округа является Моралильо. Оно приурочено к куполовидному поднятию, сложенному в ядре рифовыми известняками, которые в сводовой части сильно закарстованы. Рифовые известняки этого месторождения по добыче нефти стоят на втором месте в Мексике после месторождения Поса-Рика. Большую часть нефти дают меловые известняки тамабра. Дебит скважины Моралильо на 8-миллиметровом штуцере достигал 6112  $m^3$  нефти в сутки. С 1948 по 1959 г. на месторождении добыто 1301 тыс.  $m^3$  нефти (10).

Начальные свободные дебиты скважин на месторождениях Хуан-Кассино, Паранжо, Асул и др. достигали нескольких тысяч тонн. На каждом из них было добыто 8–10 млн.  $m^3$  нефти. Главнейшими месторождениями округа являются Паранжо-Серро, Асул, Ордонес, Санта-Агузда, Акдатема, Моралильо и др.

**Округ Поса-Рика** в настоящее время дает наибольшее количество нефти. Основные продуктивные горизонты приурочены к рифогенным известнякам свиты тамабра мелового возраста, в которых выделяются две самостоятельные нефтеносные зоны, разделенные пачкой (50–70 м) плотных слабо проницаемых известняков (7). Общая мощность каждой нефтеносной зоны составляет 180–200 м (7).

Главным месторождением округа и всей Мексики является Поса-Рика. Основной его продуктивный горизонт приурочен к среднемеловым известнякам тамабра (10). В 1949 г. 80 % доказанных запасов нефти было приурочено к этому месторождению, дававшему около 60 % общей добычи нефти в стране (33). В 1955 г. месторождение Поса-Рика дало 5,56 млн.  $m^3$  нефти. К 31 мая 1956 г. суммарная добыча составила 103 533 тыс.  $m^3$  нефти и 224 256 млн.  $m^3$  газа (10).

В последнее время в округе открыты богатые залежи в карбонатных отложениях свиты сан андрес нижнего мела на главнейших месторождениях Сан Андрес, Эль-Халацго и др. и верхней юры на месторождениях Гран-Мориос, Индепенденсия, Эскобал и др.

Во впадине Вера-Крус продуктивные горизонты связаны с трещиноватыми верхнемеловыми известняками свиты эскамела. Начальные дебиты скважин из этих отложений достигали 200 т/сутки. Наиболее крупные месторождения области – Ангостура и Касабланка. В последние годы здесь открыты месторождения Трехигуерас, Сан-Пабло, Номалтепек и др. (7).

**Венесуэла.** На территории Венесуэлы в области Маракайбской впадины промышленные нефтегазоносные горизонты встречаются в отложениях меловой и третичной систем. В третичных отложениях коллекторами служат песчаники, в меловых – главным образом трещиноватые известняки и доломиты, но местами также и песчаники.

В Маракайбской области залежи нефти, связанные с карбонатами, имеются в районах Маракайбо-Мара и Юго-Западном.

**Район Маракайбо-Мара.** Основные продуктивные горизонты связаны с карбонатными коллекторами свит коголло и ла-луна мелового возраста и с песчаными коллекторами третичной системы. Наиболее крупным месторождением района является Ла-Пас, где богатейшие залежи обнаружены в известняковой нижнемеловой толще свит ла-луна и коголло.

Начальные дебиты некоторых скважин достигали 1200 т/сутки, в то время как начальные дебиты скважин из залежей, приуроченных к песчаным коллекторам третичной системы, не превышали 70–80 т/сутки. Продуктивные горизонты нижнего мела имеют общую мощность около 500 м и характеризуются незначительной первичной пористостью (до 2–3 %). Большие дебиты скважин объясняются главным образом высокой степенью трещиноватости известняков. Крупные залежи нефти в карбонатных отложениях нижнего мела имеются также на месторождениях Консепсьон, Боскани, Мара (рис. 8) и др.

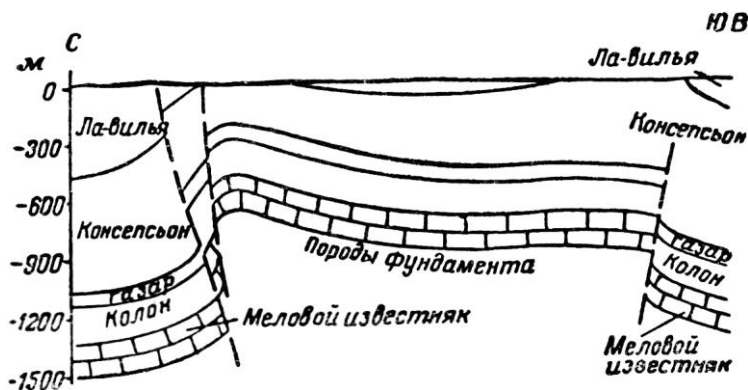


Рис. 8. Разрез через месторождение Мара (по А. А. Бакирову, 1959).

Залежи нефти на месторождениях Юго-Западного района незначительны. Получаемая из них нефть составляет 2 % добываемой в Маракаибской области. Продуктивные горизонты приурочены к карбонатным отложениям свиты урибанте мелового возраста и песчаным коллекторам эоцена (7, 55, 101).

**К о л у м б и я .** В Колумбии залежи нефти, связанные с карбонатными коллекторами, имеются в областях Маракаибской и Прикарибской впадин.

**О б л а с т ь М а р а к а и б с к о й в п а д и н ы .** Маракаибская область по добыче нефти стоит на втором месте в Колумбии. Продуктивные горизонты обнаружены в третичных и меловых отложениях. В меловых отложениях коллекторами служат трещиноватые известняки (свиты ла-луна, коголло и урибанте), а в третичных – песчаники. Главными месторождениями являются: Тибу, Петролера, Рио-де-Оро, Сукуава.

**О б л а с т ь П р и к а р и б с к о й в п а д и н ы .** Основной продуктивный горизонт на месторождениях Дифисил и Сикус в Прикарибской впадине приурочен к толще карбонатных пород олигоценного возраста, залегающей непосредственно на породах фундамента на глубине 1600–1800 м. Мощность продуктивной части коллектора около 10 м (7, 53).

\* \* \*

На этом мы закончим рассмотрение нефтегазоносности карбонатных коллекторов зарубежных стран. Работа не претендует на полноту, так как в литературе все время появляются новые данные. Мы поставили своей целью показать



широкое распространение этих коллекторов. Некоторая схематичность характеристик многих территорий была обусловлена небольшим размером статьи, освещающей столь обширную территорию, а зачастую и неполнотой литературных данных.

Как уже указывалось, работа была предпринята для установления роли карста в формировании коллекторов. Проведенные ранее исследования (65), а также настоящая статья расширили наши представления.

Карбонатные отложения в периоды континентальных перерывов в осадконакоплении закарстовывались. Процесс этот с разной интенсивностью продолжался и после погружения ниже уровня моря. Возникает и противоположный процесс — заполнения карстовых каверн и других полостей. Немалую роль здесь играет кальцитизация. При этом из подземных вод выпадал карбонат кальция, попавший в них в результате предшествующего карстового выщелачивания. Учитывая огромные суммарные объемы полостей карбонатных отложений, можно утверждать, что подземная кальцитизация в районах нефтяных и газовых месторождений по своим масштабам во много раз превосходит более изученный карбонатный литогенез пещер и других карстовых полостей зоны гипергенеза.

Не рассматривая все разнообразие глубинного карста, формирование которого было начато во время континентальных перерывов, по условиям сохранности и залегания можно выделить следующие шесть типов.

1 тип б р о н и р о в а н н о г о карста, когда над карбонатной толщей сохранилась древняя кора выветривания. В СССР она была установлена и изучена М. Ф. Филипповой (65). При последующей трансгрессии часть коры выветривания была абрадирована и унесена. Однако, предохраненные от размывания оставшимися продуктами выветривания, подстилающие карстовые полости сохранились полностью. Во время континентального перерыва они были частично выполнены натечными и обломочными отложениями.

Этот тип погребенного карста легко выделяется по наличию древней перекрывающей, бронирующей толщи коры выветривания.

2 тип с в о л н и с т о й п о в е р х н о с т ью закарстованного массива. Перекрывающие морские отложения залегают на лишенной коры выветривания слабо расчлененной закарстовыванием поверхности карбонатных пород. Это чередование карманов и бугров может быть крупными каррами, карстовыми воронками и другим формами. В карстовых пони-

жениях иногда сохраняются и продукты выполнения различного происхождения. В литературе такая поверхность обычно описывается как обладающая карманами размыва (!) и бугристым рельефом.

III тип о с т а н ц о в ы й . Это погребенные карбонатные карстовые останцы, перекрытые более молодыми отложениями. Этот тип был подробно освещен одним из авторов (61, 64–66). По величине останцов он может быть разделен на несколько подтипов. В перекрывающей толще возникают экзоструктуры облекания различного масштаба.

По-видимому более редким является IV тип б р о н и р о в а н н ы х о с т а н ц о в . Он ранее уже был показан на примере Западного внутреннего бассейна США. Здесь на склонах погребенных карстовых останцов залегает так называемый горизонт уэлч. Это рыхлая щебенка в кровле миссисипских известняков представляет своеобразный конгломерат, именуемый также и «остаточной кремнистой породой». Возникла эта кора выветривания мощностью до 50 м во время допенсильванского континентального перерыва, как остаточный продукт выветривания миссисипских кремнистых известняков. Там, где этот конгломерат содержит нефть и газ, он называется горизонтом уэлч.

V тип – р и ф о в ы й . Это погребенные рифы, перекрытые более молодыми отложениями. Они освещены в работах автора (63, 65). Как и в III типе в перекрывающей толще возникают экзоструктуры облекания с различной высотой. Ранее уже указывалось, что в ряде случаев карбонатные останцы являются отпрепарированными рифами (61, 65). Это переходные образования между типами III и V.

VI тип а б р а з и о н н ы й . Под трансгрессивно залегающей верхней толщей залегают абрадируемые закарстованные карбонатные отложения. При медленном опускании некогда возвышавшегося закарстованного во время континентального перерыва массива верхняя часть его была уничтожена абразией. Под перекрывающей толщей здесь залегает уцелевшая нижняя часть. Этот тип имеет широкое распространение. Поверхность погребенных карбонатных отложений почти не расчленена. Карст выражается только в виде каверн и реже других полостей внутри толщи. В результате выщелачивания карстовыми водами происходила и доломитизация. В зависимости от площади развития континентальных условий возникают локальные или регионально-каверновые коллекторы. Расширение их подземными водами продолжается и в дальнейшем под трансгрессивно перекрывающей толщей. Отсутствие расчлененного рельефа и был

причиной тому, что этот тип коллекторов долгое время не считали карстовым.

Возможны и другие типы поверхности погребенного карста.

В карбонатных отложениях можно различать следующие основные типы коллекторов: поровые, каверновые, трещинные, порово-каверновые, порово-трещинные, каверново-трещинные, порово-каверново-трещинные, сутуро-стилолитовые и другие. К сожалению, характер настоящей работы, а также имеющиеся материалы не позволили более подробно остановиться на этом вопросе.

## В Ы В О Д Ы

1. Карбонатные отложения широко развиты в палеозойских, мезозойских и кайнозойских отложениях. Карбонатные коллекторы нефти и газа имеются во многих нефтегазоносных провинциях. Наибольшая концентрация нефтяных и газовых месторождений, связанных с карбонатными отложениями, отмечается в районах, прилегающих к Мексиканскому заливу и Карибскому морю, а также в странах Среднего и Ближнего Востока. Распределение промышленных скопления нефти и газа на земном шаре показано на рис. 9. Значительные скопления нефти и газа содержат также карбонаты в Западной Канаде, Ливии, Западной Европе.

2. Промышленные залежи нефти и газа находятся в карбонатных коллекторах от ордовика до неогена. Однако запасы в них распределены неравномерно.

Карбонатные коллекторы ордовика содержат большие скопления нефти и газа во многих месторождениях США. Дебиты отдельных скважин нередко превышают 1000 т нефти и 1 млн.  $m^3$  газа в сутки.

Силурийские известняки и доломиты высокопродуктивны также в США (штаты Онтарио, Индиана, Кентукки и Иллинойс). Небольшие залежи нефти в силурийских карбонатных породах имеются в Канаде и в Скалистых горах (США).

Девонские карбонатные отложения слагают породу-коллектор большого числа нефтяных месторождений США и Канады. На ряде месторождений США притоки нефти из девонских карбонатных коллекторов в отдельных скважинах превышают 1 тыс. т в сутки.

Залежи нефти и газа в карбонатах каменноугольной системы имеются в большом числе нефтегазоносных областей США и Канады. Дебиты скважин из них на некоторых месторождениях США свыше 1 тыс. т нефти и 1 млн.  $m^3$  газа в сутки.

Пермские карбонатные коллекторы нефтегазоносны в США, Саудовской Аравии, ФРГ и ГДР, Нидерландах, Англии. Исключительной нефтегазоносностью отличаются они в Пермском бассейне США, где дебиты скважин достигали 25 тыс. *т* нефти в сутки.

Роль триасовых карбонатных коллекторов в добыче нефти и газа зарубежных стран невелика. Наиболее значительные залежи нефти, приуроченные к ним, имеются в Ираке и Италии. Небольшие промышленные скопления нефти и газа разведаны в Румынии, Болгарии и Китае.

Юрские карбонатные отложения содержат богатые залежи нефти и газа в странах Среднего и Ближнего Востока и Франции. Меньшие залежи установлены в Израиле, Марокко, США, Мексике, ФРГ.

Карбонатные коллекторы мелового возраста в зарубежных странах наиболее распространены. Они высокопродуктивны на Среднем и Ближнем Востоке, в Африке, Мексике, Колумбии, Венесуэле.

Широкое распространение и огромное значение в добыче нефти и газа зарубежных стран имеют также залежи, приуроченные к карбонатным коллекторам третичной системы. Особенно велика их роль на Среднем и Ближнем Востоке, где в известняках асмари и «главном известняке» заключены колоссальные ресурсы нефти. Стратиграфическое распределение нефтегазоносных коллекторов приведено в таблице 2. Таблица показывает, что пока в Зарубежной Азии, Зарубежной Европе и Африке нефть и газ добываются из карбонатных отложений не древнее перми\*. В Северной Америке преобладает нефтегазоносность палеозойских отложений и только на побережье Мексиканского залива и в Флориде – мезозойских, а в Тихоокеанской геосинклинали – неогеновых. В Мексике и Южной Америке эксплуатируются мезокайнозойские залежи.

3. Карбонатные коллекторы содержат половину мировых запасов нефти, к ним приурочено более 60 % добываемой в настоящее время нефти на земном шаре. В капиталистических странах с ними связано 50 % запасов крупнейших месторождений газа. В нефтегазоносных областях Среднего и Ближнего Востока, Канады, Мексики, Ливии в карбонатах заключены основные ресурсы нефти и газа. Богатые залежи нефти и газа имеются также во многих нефтяных районах США, Аквитанском бассейне Франции, Североευропейском платформенном бассейне Германии.

---

\* В Ливии уже получены притоки нефти из нижнепалеозойских доломитов.

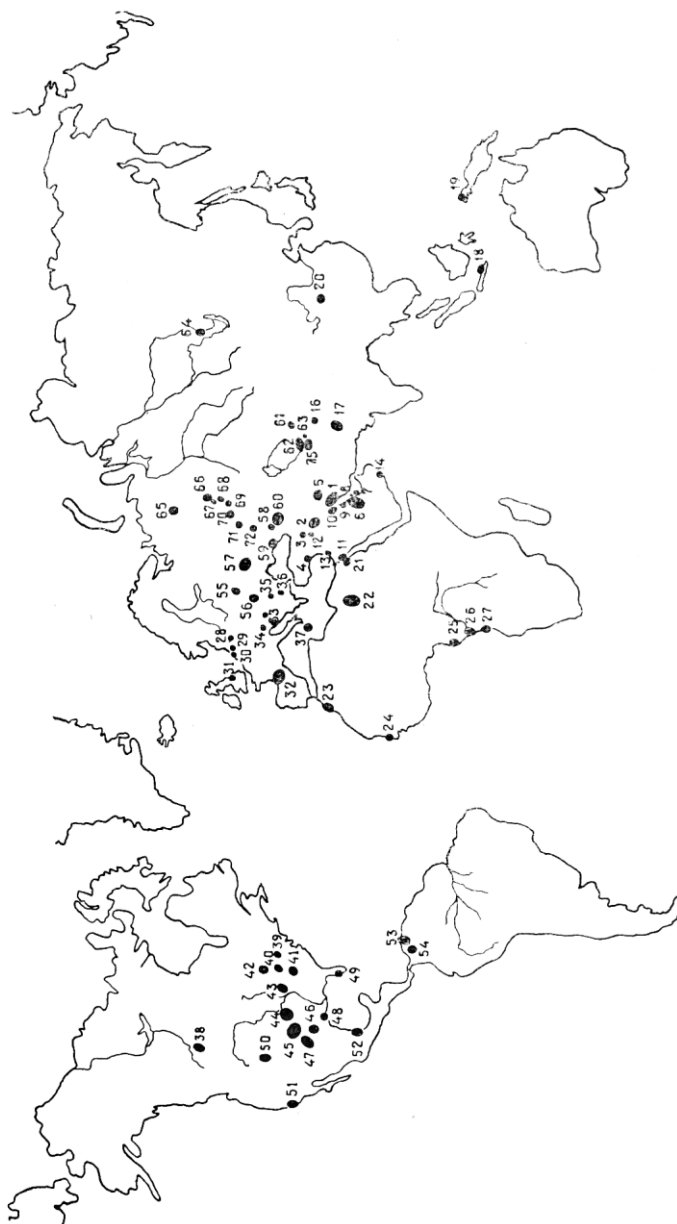


Рис. 9. Распределение месторождений нефти и газа на земном шаре, связанных с карбонатными коллекторами: 1 – Ага-Джари, Юго-Западный Иран; 2 – Киркук, Северный Ирак; 3 – Диярбакыр, Юго-Восточная Турция; 4 – Балгардаг, Юго-Западная Турция; 5 – Алборц, Центральный Иран; 6 – Гхавар, Саудовская Аравия; 7 – Духан, п-ов Катар; 8 – Бахрейн, о-в Бахрейн; 9 – Вафра, Нейтральная зона и Кувейт; 10 – Зубаир, Южный Ирак; 11 – Судр, ОАР; 12 – Хамзах, Сирийский район ОАР; 13 – Неджеб, Израиль; 14 – Уим-Шайф, Трусильское побережье; 15 – Етымтаг, Афганистан; 16 – Балкассар, Пакистан; 17 – Суи, Синдская область; 18 – м-ния о-ва Ява; 19 – Кламоно, Западный Ириан; 20 – Шиногоу, Китай; 21 – Белаим, Красноморский бассейн ОАР; 22 – Целтен, Ливия; 23 – Хариша, Марокко; 24 – Дьям Ньяде, Сенегал; 25 – Кап-Лопес, Габон; 26 – Пуант-Эндиен, Конго (столица Браззавиль); 27 – Тобиа, Ангола; 28 – Райнкенхаген, ГДР; 29 – Хейде, ФРГ; 30 – м-ния Нидерланд; 31 – Эскдейл, Великобритания; 32 – Лак, Франция; 33 – Надьлендель, Венгрия; 34 – м-ния Австрии; 35 – Хирлаешь, Румыния; 36 – Тюленевское, Болгария; 37 – Рагуза, Италия; 38 – Ледюк, Канада.

Месторождения США: 39 – Биг Синкинг, Аппалачская впадина; 40 – м-ния Лима-Индианы; 41 – м-ния Кемберлендской седловины; 42 – Лайма, Мичиганский бассейн; 43 – Сэлем, Восточный внутренний бассейн; 44 – Хьюгтон, Западный внутренний бассейн; 45 – Пенхендл, провинция Вичита-Амарилло; 46 – Рэнджер, свод Бенд; 47 – Ейтс, Пермский бассейн; 48 – Персолл, побережье Мексиканского залива; 49 – Саниленд, Флорида; 50 – Суинпрас Арч, Скалистые горы; 51 – м-ния Тихоокеанского побережья; 52 – Поса-Рика, Мексика; 53 – Ла Пас, Венесуэла; 54 – Тибу, Колумбия.

Месторождения СССР: 55 – Речицкое, Белоруссия; 56 – Рудки, Западная Украина; 57 – Шебелинское, Восточная Украина; 58 – Прасковейское, Ставропольский край; 59 – Зыбза, Краснодарский край; 60 – Карабулак-Ачалуки, Чечено-Ингушская АССР; 61 – Шор-Су, Ферганская впадина; 62 – Мамаджургаты, Бухаро-Хивинская депрессия; 63 – Кичик-Бель, Таджикская депрессия; 64 – Марковское, Вост. Сибирь; 65 – Западно-Тэбукское, Коми АССР; 66 – Осинское, Пермская область; 67 – Шугуровское, ТАССР; 68 – Канчуриновское – БАССР; 69 – Могутовское, Оренбургская область; 70 – Кулешовское, Куйбышевская область; 71 – Соколовское, Саратовская область; Бахметьевское, Волгоградская область.

Таблица 2

**Стратиграфическое распределение нефтегазоносности карбонатных коллекторов в  
зарубежных странах (н – нефть, г – газ)**

| Континенты                     | Страны и нефтегазо-носные провинции |                        | Возраст нефтегазоносных отложений |       |     |     |          | Континенты | Страны и нефтегазоно-сые провинции |     | Возраст нефтегазоносных отложений |         |       |       |        |       |       |     |     |          |        |  |  |  |
|--------------------------------|-------------------------------------|------------------------|-----------------------------------|-------|-----|-----|----------|------------|------------------------------------|-----|-----------------------------------|---------|-------|-------|--------|-------|-------|-----|-----|----------|--------|--|--|--|
|                                |                                     |                        | Пермь                             | Триас | Юра | Мел | Палеоген |            |                                    |     | Неоген                            | Ордовик | Силур | Девон | Карбок | Пермь | Триас | Юра | Мел | Палеоген | Неоген |  |  |  |
| Средний и Ближний Восток. Азия | Юго-Западны й Иран                  |                        |                                   |       | нг  | нг  | н        | н          | ЕВРОПА                             | ГДР |                                   |         |       |       |        | нг    |       |     |     |          |        |  |  |  |
|                                | Северный Ирак                       |                        |                                   |       |     |     | н        | н          |                                    | н   | ФРГ                               |         |       |       |        |       | г     |     | н   | н        |        |  |  |  |
|                                | Юго-Восточн ая Турция               |                        |                                   |       |     |     | н        |            |                                    |     | Нидерланды                        |         |       |       |        |       | г     |     |     |          |        |  |  |  |
|                                | Юго-Западная Турция                 |                        |                                   |       |     |     |          |            |                                    | н   | Англия                            |         |       |       |        |       | г     |     |     |          |        |  |  |  |
|                                | Центральный Иран                    |                        |                                   |       |     |     |          | нг         |                                    | нг  | Франция                           |         |       |       |        |       |       | нг  | нг  |          |        |  |  |  |
|                                | Саудовская Аравия                   |                        | н                                 | н     | н   | н   |          |            |                                    |     | Венгрия                           |         |       |       |        |       | н     |     | н   |          | н      |  |  |  |
|                                | Катар                               |                        |                                   |       | н   |     |          |            |                                    |     | Австрия                           |         |       |       |        |       |       |     |     | н        |        |  |  |  |
|                                | Бахрейн                             |                        |                                   |       | г   | н   |          |            |                                    |     | Румыния                           |         |       |       |        |       |       |     | нг  |          |        |  |  |  |
|                                | Нейтральная зона и Кувейт           |                        |                                   |       |     |     | н        | н          |                                    |     | Болгария                          |         |       |       |        |       | нг    |     | н   |          |        |  |  |  |
|                                | Южный Ирак                          |                        |                                   |       |     | н   |          |            |                                    |     | Италия                            |         |       |       |        |       | нг    |     |     |          | н      |  |  |  |
|                                | ОАР                                 | Синайски й полуостро в | Сирийски й район                  |       |     | н   |          |            | Северная Америка                   | США | Канада                            |         |       | н     | н      | н     |       |     |     |          |        |  |  |  |
|                                |                                     |                        |                                   |       |     |     |          |            |                                    |     | Аппалачинаск ая провинция         |         | г     | нг    | нг     | н     |       |     |     |          |        |  |  |  |
|                                |                                     |                        |                                   |       |     |     |          |            |                                    |     | Цинциннатски й свод               |         | нг    | нг    | нг     | н     |       |     |     |          |        |  |  |  |
|                                |                                     |                        |                                   |       |     |     |          |            |                                    |     | Мичиганский бассейн               |         | нг    |       |        |       |       |     |     |          |        |  |  |  |

\*) Получены притоки из нижнепалеозойских доломитов



4. Ряд нефтегазоносных толщ в карбонатных отложениях, таких как свиты асмари, «главный известняк», араб на Среднем и Ближнем Востоке, толщи сан андрес, клирфорк, биг лайм, арбокл, элленбэргер, вайола, трентон, ниагара и корниферус в США, палеогеновые и верхнемеловые известняки в Ливии, меловые отложения в Мексике и Венесуэле, юрские и меловые известняки и доломиты во Франции и др., отличаются региональной нефтегазоносностью и сосредоточением в них колоссальных ресурсов нефти и газа.

5. В некоторых нефтегазоносных провинциях с карбонатными коллекторами связаны месторождения-гиганты. Наибольшее количество таких месторождений сосредоточено на Среднем и Ближнем Востоке (таблица 3).

Т а б л и ц а 3

**Месторождения-гиганты, связанные с карбонатными коллекторами**

| Месторождение      | Нефтегазоносная провинция, страна | Запасы        |                            | Суммарная добыча |              |
|--------------------|-----------------------------------|---------------|----------------------------|------------------|--------------|
|                    |                                   | нефти, млн. т | газа, млрд. м <sup>3</sup> | млн. т           | период, год  |
| Ага-Джари          | Юго-Западный Иран                 |               |                            | >180             | 1945–1960    |
| Хафтьгель          | «                                 |               |                            | 171,6            | 1928–1960    |
| Киркук             | Северный Ирак                     |               |                            | 273              | 1934–1960    |
| Гхавар             | Саудовская Аравия                 |               |                            | 264,6            | 1950–1960    |
| Абкайк             | «                                 |               |                            | 224              | 1943–1960    |
| Духан              | п-ов Катар                        |               |                            | 58               | 1949–1960    |
| Бахрейн            | о. Бахрейн                        |               |                            | 31,1             | 1933–1960    |
| Целтен             | Ливия                             | 2000          |                            |                  |              |
| риффы Кэпитен      | Пермский бассейн, США             | 390           |                            |                  |              |
| Пенхендл-Хью-готон | США                               |               | 1981                       |                  |              |
| Оклахома-Сити      | США                               |               |                            | 101              |              |
| Пануко             | Мексика                           |               |                            | >53              | к 1/1-55 г.  |
| Поса-Рика          | «                                 |               |                            | 103,5            | к 31/V-56 г. |
| Суи                | Центральный Иран                  |               | 130–140                    |                  |              |
| Лак                | Франция                           |               | 392                        |                  |              |

6. Залежи нефти и газа, заключенные в карбонатных коллекторах, часто оказываются высокопродуктивными. Деби-

Т а б л и ц а   4

**Месторождения с высокими дебитами скважин из карбонатных коллекторов**

| Месторождение                  | № № скважин | Нефтегазоносная провинция, страна | Дебит нефти          |        | Дебит газа, млн. м <sup>3</sup> /сут. | Примечания           |
|--------------------------------|-------------|-----------------------------------|----------------------|--------|---------------------------------------|----------------------|
|                                |             |                                   | м <sup>3</sup> /сут. | т/сут. |                                       |                      |
| Ага-джари                      |             | Юго-Западный Иран                 |                      | 2601   |                                       | Среднее по 33 скв.   |
| Хафтгель                       |             | «                                 |                      | 1100   |                                       | Среднее по 20 скв.   |
| Киркук                         |             | Северный Ирак                     |                      | 1934   |                                       | Среднее по 44 скв.   |
| Бай Гассан                     |             | «                                 |                      | 1500   |                                       |                      |
| Джамбур                        |             | «                                 |                      | 2000   |                                       |                      |
| Гхавар                         |             | Саудовская Аравия                 |                      | 1120   |                                       | Среднее по 86 скв.   |
| Абкайк                         |             | «                                 |                      | 2400   |                                       |                      |
| Алборц                         |             | Центральный Иран                  | >13000               |        |                                       | Открытый фонтан      |
| Кум                            |             | «                                 |                      | >10000 |                                       | Дебит скв. открыват. |
| Суи                            | 1           | «                                 |                      |        | 2,5                                   |                      |
| Суи                            | 3           | «                                 |                      |        | 3,3                                   |                      |
| Етымтагское и Хеджаугердакское |             | «                                 |                      |        | 1,4                                   |                      |
| Целтен                         |             | Ливия                             | 2780                 |        |                                       |                      |
| Дахра                          |             | «                                 |                      | 2335   |                                       |                      |
| Эссо                           |             | «                                 |                      | 2001   |                                       |                      |
| Сэлем                          |             | США                               |                      | 4000   |                                       |                      |

Продолжение таблицы 4

| Месторождение        | №№ скважины | Нефтегазоносная провинция, страна | Дебит нефти          |        | Дебит газа, млн.м <sup>3</sup> /сут. | Примечания      |
|----------------------|-------------|-----------------------------------|----------------------|--------|--------------------------------------|-----------------|
|                      |             |                                   | м <sup>3</sup> /сут. | т/сут. |                                      |                 |
| Ейтс                 |             | США                               |                      | 25000  |                                      |                 |
| Хендрик              |             | «                                 |                      | 13000  |                                      |                 |
| Хоббз                |             | «                                 |                      | 3000   |                                      |                 |
| Кэпитен              |             | «                                 |                      |        | 4,0                                  |                 |
| Хьюготон             |             | «                                 |                      |        | 2,0                                  |                 |
| Пенхендл             |             | «                                 |                      |        | 3,0                                  |                 |
| Эльдорадо            |             | «                                 |                      | 2250   |                                      |                 |
| Рэнджер              |             | «                                 |                      | 1500   |                                      |                 |
| Сан-Диего            | 3           | Мексика                           | 32000                |        |                                      | Открытый фонтан |
| Моралильо            | 6           | «                                 | 6112                 |        |                                      |                 |
| Район Маракайбо-Мара |             | Венесуэла                         |                      | 1600   |                                      |                 |
| Паренти              |             | Франция                           |                      | 2550   |                                      |                 |
| Рудки                |             | СССР                              |                      |        | 4,4                                  |                 |
| Шебелинское          |             | «                                 |                      |        | 1,4                                  |                 |
| Карабулак-Ачалукское |             | «                                 |                      | 2000   |                                      |                 |
| Мамаджургаты         |             | «                                 |                      |        | 2,5                                  |                 |
| Хаджихайдрали        |             | «                                 |                      |        | 1,4                                  |                 |
| Яблоневское          |             | «                                 |                      |        | 1,3                                  |                 |
| Марковское           | 1           | «                                 |                      | >1000  |                                      |                 |

ты отдельных скважин в ряде случаев превышают тысячу (а иногда и десятки тысяч) тонн нефти и миллион кубометров газа в сутки (таблица 4). Подобные притоки из терригенных коллекторов являются редким исключением.

7. Залежи нефти и газа в карбонатных коллекторах приурочены:

а) к валоподобным поднятиям и антиклинальным структурам (структурные залежи), залежи этого типа весьма многочисленны;

б) рифовым массивам (рифовые залежи), примерами подобного типа могут служить залежи на месторождениях Западной Канады, Пермского бассейна в США, Мексики, Ливии, Новой Гвинеи;

в) зонам стратиграфических несогласий (стратиграфические залежи). Стратиграфические залежи нефти и газа наиболее распространены в США, примером является залежь нефти на крупном месторождении США Оклахома-Сити;

г) зонам литологического замещения коллекторов по восстанию плотными непроницаемыми породами (литологические залежи), к такому типу относится залежь газа на крупнейшем месторождении земного шара Хьюгтон.

Особой разновидностью литологических залежей, по-видимому, являются залежи, приуроченные к зонам регионального развития доломитизации и карстовым воронкам. К зоне регионального развития доломитизации приурочено крупное месторождение нефти в США Дип Ривер. Залежь нефти, связанная с погребенными карстовыми воронками, обнаружена на месторождении Сент Луис в США.

8. Большое число залежей нефти и газа связано с перерывами в осадконакоплении, сопровождающимися закарстовыванием карбонатных отложений. К ним приурочены огромные скопления нефти в свите асмари в Месопотамской впадине и зоне араб в восточных областях Аравийской платформы. Наиболее четко эта связь зафиксирована в многочисленных месторождениях США.

9. Коллекторы нефти и газа в карбонатных отложениях бывают как первичными, так и вторичными. Последним принадлежит ведущая роль. Вторичные коллекторы, образовавшиеся в результате карстования, растрескивания и доломитизации карбонатных отложений, широко распространены и часто высокопродуктивны. Среди вторичных коллекторов особое место занимают карстовые коллекторы, которые дают более половины нефти, извлекаемой из карбонатов. Наиболее типичными примерами являются карстовые коллекторы месторождений нефти и газа в Пермском бассейне США, Ли-

вии, Мексике, Канаде и др. Трещинные и карстово-трещинные коллекторы наиболее распространены на месторождениях Среднего и Ближнего Востока и в других районах. Однако часто к трещинным без достаточных на то оснований ошибочно относят и карстовые коллекторы.

Изучение закономерностей формирования и распространения карбонатных коллекторов зарубежных стран поможет более рационально вести поиски нефти и газа в подобных коллекторах в СССР.

#### **Институт карстоведения и спелеологии**

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Абрамович Ю. М. Геохимия и полезные ископаемые карста. Специальные вопросы карстоведения, М., 1962.
2. Аapresов С. М., Якубов А. А. Нефтяные месторождения зарубежных стран. Гостоптехиздат, М., 1948.
3. Атанасов А. Постижения в Тусенето на нефть и газ в Болгарии. География, № 8, София, 1962.
4. Бадахшан, Абай И., Джафари Р., Гахремани К. История и разработка месторождений Алборц и Сараджех в Центральном Иране. Докл. на VI международном нефтяном конгрессе. Инженер-нефтяник, № 6, Гостоптехиздат, М., 1963.
5. Байгк Г. Нижнесаксонский бассейн западнее Эмса. Нефтегазоносные площади Федеративной республики Германии. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. II, страны Европы и Турция, Гостоптехиздат, М., 1959.
6. Бакиров А. А. Геология нефтегазоносных областей и нефтяные месторождения Среднего и Ближнего Востока. Гостоптехиздат, М., 1957.
7. Бакиров А. А. Нефтегазоносные области Америки. Гостоптехиздат, 1959.
8. Бакиров А. А., Пронина А. М. Нефтегазоносные области Ближнего Востока и Юго-Восточной Азии. Геологические условия регионального нефтегазонакопления, Госгеолтехиздат, М., 1962.
9. Белл А. Х., Визерспун П. А., Хаутоу Г. Х. Нефть и газ в Иллинойском и Мичиганском бассейнах Соединенных Штатов Америки. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. III, Северная и Южная Америка, Гостоптехиздат, М., 1959.
10. Беневидес Л. О нефтяной геологии Мексики. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. III, Северная и Южная Америка, Гостоптехиздат, М., 1959.
11. Бенео Л. Разведка нефти в Южной Италии. V Международный нефтяной конгресс, т. I, Геология и геофизика, Гостоптехиздат, М., 1961.
12. Бенц А. Нефтегазоносные площади Федеративной республики Германии, введение. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. II, страны Европы и Турция, Гостоптехиздат, М., 1959.
13. Бергис Р. Д. Нефть в синклиналях. ГОСИНТИ, геология, М., 1961.
14. Берман Рольф Б. Рейтбррок и Макельфельд – два месторождения нефти в окрестностях Гамбурга, связанные с соляными куполами. Нефтегазоносные площади Федеративной республики Германии. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. II, страны Европы и Турция, Гостоптехиздат, М., 1959.

15. Бишаи Н. З. Промышленные подземные воды побережья Суэцкого залива. Геология и разведка, № 2, 1965.
16. Броньон Г., Веррье Г., Массон Р. Соляная тектоника седиментационного бассейна Куанза в Анголе. V Международный нефтяной конгресс, т. I, Геология и геофизика, Гостоптехиздат, М., 1961.
17. Варенцов М. И., Рябухин Г. Е. Нефть Сахары. Знание. 1962.
18. Варенцов М. И., Рябухин Г. Е., Грамека Т. Г., Кузнецов А. С. Новые нефтегазоносные области Северной Африки на территории Ливии. Геология нефти и газа, № 6, 1961.
19. Варенцов М. И., Рябухин Г. Е., Кузнецов А. С. Западно-Африканская нефтегазоносная провинция. Геология нефти и газа, № 2, 1962.
20. Васильев В. Г., Еловиков С. И., Ханин А. А. Коллекторские свойства нефтегазоносных и перспективных на нефть и газ горизонтов на территории СССР. Нефтегазовая геология и геофизика, вып. 6, 1963.
21. Вебер Г. Нефтеносная площадь Хейде. Нефтегазоносные площади Федеративной республики Германии. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. II, страны Европы и Турция, Гостоптехиздат, М., 1959.
22. Вегерт Ф., Успенская Н. Ю. Результаты разведки на нефть и газ в Германской Демократической Республике. Вопросы геологии нефти и газа. Тр. МИНХ и ГП, вып. 25, Гостоптехиздат, М., 1959.
23. Виссар В. А., Клейбер К. Е. Геологическое строение полуострова Вогелкоп (Новая Гвинея). V Международный нефтяной конгресс. т I, Геология и геофизика, Гостоптехиздат, М., 1961.
24. Вудворт Г. П. Геологическое строение нефтяных и газовых месторождений Аппалачского района. XX МГК. Материалы по геологии нефти. т. III, Северная и Южная Америка, Гостоптехиздат, М., 1959.
25. Высоцкий И. В. Крупнейшие газовые месторождения капиталистических стран. Геология нефти и газа, № 11, 1961.
26. Газовая промышленность Нидерландов и Бельгии. Газ. пром., № 3, 1959
27. Гайдорн Ф. Газоносное поднятие Бентгайм. Нефтегазоносные площади Федеративной Республики Германии. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. II, страны Европы и Турция, Гостоптехиздат, М., 1959.
28. Галлуп В. Нефтяное месторождение Тернер-Валли. Географическое и геологическое распределение нефти и газа в Канаде. XX МГК Материалы по геологии нефти, т. III, Северная и Южная Америка, Гостоптехиздат, М., 1959.
29. Геерман О. Нижнесаксонский бассейн между Везером и Эмсом. Нефтегазоносные площади Федеративной республики Германии. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. II, страны Европы и Турция Гостоптехиздат, М., 1959.
30. Геологические условия залегания нефти и газа в Ираке. XX МГК Материалы по геологии нефти, т. IV, Азия, Австралия, Океания, Африка, Гостоптехиздат, М., 1959.
31. Геологическое строение и нефтегазоносность о. Сицилия (Италия). Обзор зарубежной литературы, серия нефтегазовая геология и геофизика, М. 1963.
32. Геология и нефтегазоносность Ирана. Обзор зарубежной литературы, серия геология и геофизика, М., 1963.
33. Геология нефти, справочник, т. I. Основы геологии нефти. Гостоптехиздат, М., 1960.
34. Горбачев В. Ф. Новое нефтегазовое месторождение ГДР – Райнкенхаген. Геология нефти и газа, № 4, 1964.

35. Граф Л. Состав нефтей Задунайской области ВНР и их происхождение. Геология нефти и газа, № 2, 1961.
36. Гужов С. С. Геология и нефтеносность Габона. Нефтегазовая геология и геофизика, вып. 5, 1963.
37. Даунинг Дж. Рифовая зона Римбей-Сент-Альберт. Географическое и геологическое распределение скоплений нефти и газа в Канаде. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. III, Северная и Южная Америка, Гостоптехиздат, М., 1959.
38. Дахнов В. Н., Галимов Э. М. О карстовом типе пористости продуктивных карбонатных отложений. Геология нефти и газа, № 2, 1960.
39. Дахнов В. Н., Лебедев А. П. Значение глубинного карста для геологии нефти. Карст и его народнохозяйственное значение. М., 1964.
40. Добин К. Е. Геологические условия залегания нефти и газа в области Скалистых гор. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. III, Северная и Южная Америка. Гостоптехиздат, М., 1959.
41. Доленко Г. Н. Геология нефти и газа Карпат. Изд. АН Укр. ССР, Киев, 1962.
42. Елин Н. Д. О поисках нефти и газа в районе Северного моря. Нефтегазовая геология и геофизика, № 4, 1965.
43. Калей Ж. Ф. Нефть в Западной Канаде. IV Международный нефтяной конгресс, т. I, геология нефтяных и газовых месторождений, Гостоптехиздат, М., 1956.
44. Калинин С. И. Современное состояние запасов, добычи и потребления нефти и природного газа в странах Юго-Восточной Азии. Нефтегазовая геология и геофизика, вып. 2, 1963.
45. Калинин М. К. Некоторые результаты поисков нефти и газа в капиталистических странах. Геология нефти и газа, № 6, 1962.
46. Калинин М. К. Основные результаты поисков нефти и газа за 1961 г. в капиталистических странах. Геология нефти и газа, № 2, 1963.
47. Калинин М. К. Результаты поисков нефти и газа в 1963–1964 гг. в некоторых зарубежных странах. Геология нефти и газа, № 7, 1965.
48. Карриотше Ж., Фарандо А., Виньо М., Вальтерс Р. П. Открытие нефтяного месторождения Паренти на юго-западе Франции. IV Международный конгресс, т. I, Геология нефтяных и газовых месторождений, Гостоптехиздат, М., 1956.
49. Картай Г. Месторождения нефти и газа Венгрии. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. II, страны Европы и Турция, Гостоптехиздат, М., 1959.
50. Кафка Ф. Т., Киркбриде Р. К. Нефтяное месторождение Рагуза (Сицилия). V Международный нефтяной конгресс, т. I, Геология и геофизика, Гостоптехиздат, М., 1961.
51. Кертаи Д. Краткий обзор осадочных бассейнов ВНР с точки зрения нефтяной геологии. Геология нефти и газа, № 1, 1962.
52. Козлов В. П. Нефтяные и газовые месторождения Италии. Геология нефти и газа, № 10, 1959.
53. Краткий справочник по минеральным ресурсам капиталистических стран. Америка. Госгеолтехиздат, М., 1961.
54. Краткий справочник по минеральным ресурсам капиталистических стран. Европа. Госгеолтехиздат, М., 1962.
55. Кузнецов А. С., Севостьянов К. Н. Нефтегазоносные бассейны Южной Америки. Разведка и охрана недр, № 5, 1964.
56. Кучапин А. В. Нефтегазоносность Западного Ирана. Геология нефти и газа, № 10, 1963.
57. Леворсен А. И. Геология нефти. Гостоптехиздат, М., 1958.
58. Лещинер П. Е. Газовая промышленность Нидерландов. Газовая промышленность, № 8, 1964.

59. Мак-Корд К., Даунинг Дж. Пембина. Географическое и геологическое распределение скоплений нефти и газа в Канаде. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. III, Северная и Южная Америка. Гостоптехиздат, М., 1959.

60. Максимович Г. А. Режим нефтяного месторождения Верхне-Чусовские городки. Азерб. нефт. хоз. № 5, 1935.

61. Максимович Г. А. Основы карстологии, т. I, Пермь, 1963.

62. Максимович Г. А. Карст Африки. Гидрогеология и карстология, вып. 2, Пермь, 1964.

63. Максимович Г. А. Нефть и газ палеокарстовых полостей рифов. Карст и его народнохозяйственное значение, М., 1964.

64. Максимович Г. А., Армишев В. М. Палеокарстовые останцовые коллекторы нефти. Татарская нефть, № 4, Альметьевск, 1962.

65. Максимович Г. А., Армишев В. М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа. Гидрогеология и карстология, вып. I, Пермь, 1962.

66. Максимович Г. А., Армишев В. М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа. Проблемы нефтеносности карбонатных коллекторов Урало-Поволжья, Бугульма, 1963.

67. Максимович Г. А., Быков В. Н., Зуев А. С. Палеокарстовые коллекторы нефти турнейского яруса Ярино-Каменноложского месторождения. Геология и разработка нефтяных месторождений. Пермь, 1965.

68. Мандев П. Д. Новые данные о нефтеносности Нижнедунайской впадины. Нефтегазовая геология и геофизика, вып. 4, 1963.

69. Мартин Р. Изучение палеогеографии ряда районов Западной Канады. ГОСИНТИ, М., 1962.

70. Мишель П., Гарро Б. Аквитанский бассейн. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. II, страны Европы и Турция, Гостоптехиздат, М., 1959.

71. Нефтегазовые площади Федеративной республики Германии, резюме. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. II, страны Европы и Турция, Гостоптехиздат, М., 1959.

72. Нефть и газ в Юго-Западном Иране. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. IV, Азия, Австралия, Океания, Африка, Гостоптехиздат, М., 1959.

73. Оленин В. Б., Соколов В. А. Распределение природного газа на земном шаре. Нефтегазовая геология и геофизика, вып. 3, 1963.

74. Петерсон Дж. А. Геология и нефтегазоносность области Фоур-Корнерс. V Международный нефтяной конгресс, т. I, Геология и геофизика. Гостоптехиздат, М., 1961.

75. Пэган Ж., Рэйр Д. Месторождения нефти Габона и бассейна Конго. V Международный нефтяной конгресс, т. I, Геология и геофизика, Гостоптехиздат, М., 1961.

76. Рихтер-Берибург Г., Шотт В. История формирования соляных куполов и их значение для образования залежей нефти в северо-западной Германии. V Международный нефтяной конгресс, т. I, Геология и геофизика, Гостоптехиздат, М., 1961.

77. Рокко Т. Необычное месторождение Джела в Сицилии. V Международный нефтяной конгресс, т. I, Геология и геофизика, Гостоптехиздат, М., 1961.

78. Сводка по геологии месторождений нефти и газа Катар. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. IV, Азия, Австралия, Океания, Африка, Гостоптехиздат, М., 1959.

79. Слинджер Ф. К. П., Кричтон Д. Г. Геологическое строение и история разведки и разработки месторождения Гачсаран в Юго-За-



падном Иране. V Международный нефтяной конгресс, т. I, Геология и геофизика. Гостоптехиздат, М., 1961.

80. Современное состояние поисковых и геологоразведочных работ на нефть и газ в Африке. Обзор зарубежной литературы, М., 1963.

81. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Гостоптехиздат, М., 1963.

82. Тейнш Х. Р., Стринджер К. В., Азад Дж. Крупные газовые месторождения Западного Пакистана. ГОСИНТИ, М., 1960.

83. Успенская Н. Ю. Нефтегазоносность палеозоя Североамериканской платформы. Гостоптехиздат, М., 1950.

84. Уэллингс Ф. Э. Нефтяные ресурсы Сахары и Ливии. ГОСИНТИ, Геология, М., 1961.

85. Ханин А. А. Коллекторы нефти и газа месторождений СССР. Гостоптехиздат, М., 1962.

86. Хюбберт М. К., Виллис Д. Г. Важные трещиноватые коллекторы в США. IV Международный нефтяной конгресс, т. I, Геология нефтяных и газовых месторождений, Гостоптехиздат, М., 1956.

87. Чжанген, Чжен-Цин-да, Забаринский П. И. Нефтяные и газовые месторождения Китайской Народной Республики. Гостоптехиздат, М., 1958.

88. Шетфорд Р. Редуотер. Географическое и геологическое распределение скоплений нефти и газа в Канаде. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. III, Северная и Южная Америка, Гостоптехиздат, М., 1959.

89. Эйхенберг В. Нефтяное месторождение Далум. Нефтегазоносные площади Федеративной республики Германии. XX МГК. Материалы по геологии нефти, т. II, страны Европы и Турция, Гостоптехиздат, М., 1959.

90. Юдин Г. Т., Маловицкий Я. П. Нефтяные месторождения Египетского района ОАР. Геология нефти и газа, № 12, 1958.

91. Яношек Р. Х. Поиски нефти в молласовом бассейне Западной Австрии. V Международный нефтяной конгресс, т. I, Геология и геофизика, Гостоптехиздат, М., 1961.

92. Bauerschafer R., Goldecher K. Zur Geologie der Erdollagerstätte Rainknecht. Z. Angew. Geol. 8, № 10, 1962.

93. Daniel E. J. Fractured reservoirs of Middle East. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., vol. 38, pp. 774–815, 1954.

94. Eardey A. J. Petroleum Geology of Aquitaine Basin, France. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., vol. 30, pp. 1517–1545, 1946.

95. Freeman H. A. Reservoir control in a Fractured Limestone Field. Oil and Gas Journal, Feb., 1952.

96. Kupinski R., Muszkiet T. Zum Erdgas im Becken von Lacq. Z. Angew. Geol. 10, N 1, 1964.

97. Major gas areas of the world. Oil and Gas Journal, № 17, 1961.

98. Mandev P. Geologische Erdkundung von Erdöl und Erdgas in Bulgarien. Z. Angew. Geol. 10, № 8, 1964.

99. Oil and Gas Journal, № 22, 1952.

100. Pan Am hits in Persian Gulf. Oil and Gas Journal, № 47, 1961.

101. Sutton F. Geology of Maracaibo basin, Venezuela. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol., vol. 30, № 10, 1946.

102. Tschernikow O. A. Zur Porosität der Gesteine des Hauptkarbonats. Z. Angew. Geol. 8, № 12, 1962.

103. Wellings F. E. Which holds the high cards—North Africa, or Middle East. Oil and Gas Journal, № 28, 1960.

**Г. Б. Бельтюков, Б. М. Голубев**  
**АНТРОПОГЕННЫЙ КАРСТ**  
**ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ**  
**КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ**

Изучение карста месторождений каменной и калийных солей представляет большой научно-практический интерес. Соляной карст широко распространен как на территории СССР, так и за рубежом. Площадь, занятая на нашей планете обнаженными и погребенными солями, по подсчету Г. А. Максимовича [7] составляет около 4 млн км<sup>2</sup>. Ежегодно расходуются значительные средства на борьбу с соляным карстом. Познание гидрогеологических условий и закономерностей его развития имеет большое значение при освоении и разработке соляных месторождений. Для всех природных солей характерна высокая скорость процесса растворения. Карстовые формы в них образуются гораздо интенсивнее, чем в других растворимых породах, а поэтому часто имеют значительные размеры [2, 3, 6]. Агрессивная деятельность вод в создании различных форм соляного карста наблюдается только при условии их движения и выноса солей в растворе [2, 5].

В условиях Верхнекамского месторождения калийных солей поверхностные формы соляного карста почти отсутствуют, так как соляные отложения перекрыты мощной толщей обводненных терригенно-карбонатных пород. К контакту с соляными породами приурочен насыщенный солями рассольный горизонт, который предохраняет соляную залежь от дальнейшего растворения [4]. Месторождение приурочено к Соликамской депрессии Предуральского краевого прогиба [11]. По генезису, растворению и условиям залегания пород оно относится к переходной обстановке краевых прогибов [8].

При проходке шахтных стволов и разведочных скважин, когда последние проникают в соляное тело, слабоминерализованные надсолевые воды могут войти в соприкосновение с солями, в результате чего возможно образование подземных карстовых полостей в стволе шахты (скважины) и проникновение вод в рудник. Чтобы не допустить прорыва надсолевых вод в подземные выработки, необходимо производить тщательную гидроизоляцию их на контакте водосодержащих и относительно водоупорных горных пород. Это условие не полностью было выполнено при проходке шахтного ствола № 4 Первого Березниковского калийного рудника. В результате этого в ствол проникли воды из надсолевых водоносных пород, которые, несмотря на изоляцию бетонной и тубинговой крепью с кейль-кранцами, затронули верхнюю часть соляных отложений.

Прорыв надсолевых вод произошел 23 сентября 1964 г. Максимальный водоприток составил  $10,8 \text{ м}^3/\text{час}$ . Проникновение вод в соляные породы удалось ликвидировать лишь 28 ноября 1964 г. после закачивания значительного количества цементного раствора в затубинговое пространство. Таким образом, более двух месяцев соляные породы находились под действием агрессивных вод надсолевых отложений. За такой промежуток времени произошли существенные изменения в верхней части соляных отложений и образовались различные карстовые пустоты.

Надсоляной комплекс пород, вскрытый шахтным стволом, в своей верхней части представлен песчано-глинистыми отложениями четвертичного возраста мощностью до 16 м. Ниже залегают терригенно-карбонатные породы верхнепермского возраста, которые содержат подземные воды трещинного типа. Они представлены вверху известняково-мергелистой толщей Соликамского горизонта уфимского яруса мощностью 58 м. Под ней залегает глинисто-мергелистая толща нижней части Соликамского горизонта мощностью 74,5 м.

Район, где пройден ствол, приурочен к юго-западному крылу Березниковского локального поднятия. Это обстоятельство, наряду с литолого-петрографическим составом пород, обусловило повышенную трещиноватость и водообильность их на этом участке [9]. Наиболее водообильными являются известняково-мергелистые породы [10, 13, 14]. Коэффициенты фильтрации плитняковой толщи и глинисто-мергелистых пород, по данным Соликамской геологоразведочной партии, составляют соответственно 6,5 и 0,5 м/сутки, а рассчитанные водоприток из них – 240 и 150  $\text{м}^3/\text{час}$ . Фациально невыдержанные различные литологические разности над-

соляных пород в зонах повышенной трещиноватости образуют единую водоносную свиту. Отдельные водоносные горизонты ее слабо изолированы друг от друга прослойками известковистых глин, являющихся относительными водоупорами. Абсолютным водоупором для вод надсоляных отложений служит соляная толща. Высчитано, что суммарный водопиток в ствол шахты, вскрывший всю обводненную толщу верхнепермских пород, при среднем коэффициенте фильтрации  $2,4 \text{ м/сутки}$  и радиусе влияния  $2000 \text{ м}$  составит  $850 \text{ м}^3/\text{час}$ .

Прорвавшиеся надсолевые воды затронули только верхнюю часть соляных отложений, вскрытых шахтным стволом. Она относится к кунгурскому ярусу нижней перми и состоит из переходной толщи ( $P_1kgrn_5$ ), покровной каменной соли ( $P_1kgrn_4$ ) и верхней половины разреза карналитовой зоны ( $P_1kgrn_3crn$ ) с пластами К, И, З, Ж и верхней пачки пласта Е общей мощностью  $56,3 \text{ м}$ .

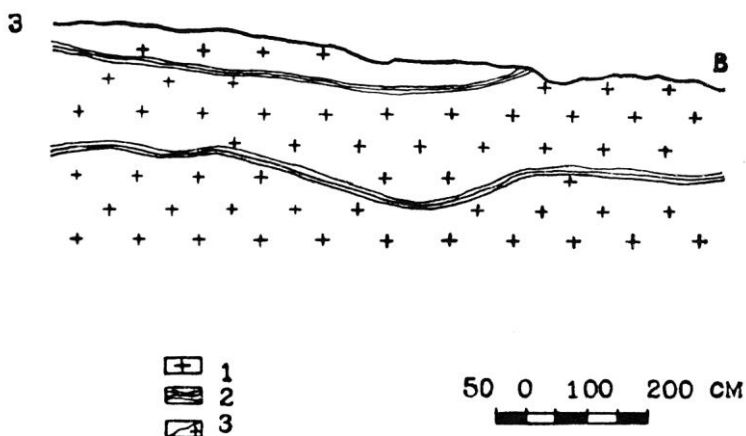


Рис. 1. Следы размыва каменной соли в кровле переходной толщи: 1 – каменная соль, 2 – глинисто-мергелистые прослойки, 3 – контакт.

Переходная толща представлена каменной солью с глинисто-мергелистыми прослойками мощностью от  $1-5$  до  $15-20 \text{ см}$ , а в основании толщи до  $1,15 \text{ м}$ . Каменная соль в кровле переходной толщи несет следы частичного размыва (рис. 1). Контакт ее с покрывающими породами глинисто-мергелистой толщи неровный, заметно корродированный, но на поверхности каменной соли каких-либо карстовых форм не наблюдается. На незначительное растворение ее указывает малая мощность ( $15-25 \text{ см}$ ) зоны брекчирования в ос-

новании глинисто-мергелистой толщи и присутствие на контакте высокоминерализованных хлоридно-натриевых рассолов со следующим содержанием основных компонентов (г/л): Cl – 166,9; Na – 106,6; Ca – 2,1;  $\text{SO}_4$  – 1,7; K – 0,4; Mg – следы. Минерализация рассола – 277,7 г/л, удельный вес – 1,180. Общая мощность переходной толщи составляет 7,65 м.

Покровная каменная соль содержит глинистые и ангидрит-доломитовые прослойки мощностью от 1–2 мм до 2–5 см. Мощность покровной каменной соли – 9,2 м.

Карналлитовая зона в своей верхней части представлена каменной солью с включениями карналлита. К каменной соли приурочены маломощные (до 1 см) глинистые прослойки. В кровле зоны прослеживаются ангидрит-доломитовые прослойки мощностью 5–7 см. Мощность описанной пачки равна 13,7 м.

Ниже по стволу залегают пласты К, И, 3, Ж, Е, сложенные карналлитовой породой. Карналлит содержит прослойки каменной соли, которые часто измяты и нарушены. Средняя мощность пластов соответственно равна 2; 1,2; 0,3; 0,7 и 5,2 м. Карналлитовые пласты, за исключением пласта К, разделяются слоями каменной соли мощностью 2–4 м, которые содержат включения карналлита. Мощность каменной соли между пластами И и К составляют 6,6 м.

В начальный период приток воды в ствол шахты составил  $8 \text{ м}^3/\text{час}$ . Такой дебит удерживался до 15 октября. Суточный объем водопритока измерялся Б. П. Коваленко по уровню воды, накапливающейся в зумпфе шахтного ствола. Вода прорывалась через тубинговые сочленения в виде нисходящих и напорных струй. Самая низкая отметка водопритока наблюдалась в месте сопряжения тубинговой колонны с бетонной крепью. Ниже по шахтному стволу в бетонной крепи притока отмечено не было. Благодаря закачиванию в затубинговое пространство цементного раствора на участке в верхней части соляных отложений, начиная с 16 октября, водоприток снизился до  $4 \text{ м}^3/\text{час}$ , а затем – до  $2 \text{ м}^3/\text{час}$ . Цементация велась снизу вверх по мере прекращения притока. Всего в затубинговое пространство закачено  $590 \text{ м}^3$  цементного раствора (табл. 1).

Расход цемента позволяет приблизительно судить об объеме пустот, образовавшихся в солях в результате растворения их движущимися водами (рис. 2). Площадь заштрихованных прямоугольников соответствует объему раствора, заполнившего карстовые пустоты. Как видно из диаграммы, в покровной каменной соли образовалось наибольшее количество карстовых полостей, объем которых равен  $327 \text{ м}^3$ , что составляет

более половины всего использованного количества раствора. Это объясняется сравнительно легким проникновением надсолевых вод через каменную соль переходной толщи, имеющей неоднородное строение. Они задерживаются первым

Т а б л и ц а 1

**Количество цементного раствора, использованного на заполнение карстовых пустот в соляных породах**

| Номера<br>тюбинговых колец | Глубина, м | Объем<br>раствора, м <sup>3</sup> | Номера<br>тюбинговых<br>колец | Глубина, м | Объем<br>раствора, м <sup>3</sup> |
|----------------------------|------------|-----------------------------------|-------------------------------|------------|-----------------------------------|
| 5 кейль-кранц              | 199        | 29,5                              | 138                           | 158        | 11,52                             |
| 172                        | 194        | 5,5                               | 137                           | 157        | 0,04                              |
| 168                        | 190        | 5,5                               | 136                           | 156        | 1,166                             |
| 4 кейль-кранц              | 186        | 7,0                               | 135                           | 155        | 0,1                               |
| 162                        | 184        | 19,0                              | 134                           | 154        | 60,322                            |
| 156                        | 178        | 102,7                             | 133                           | 153        | 4,17                              |
| 148                        | 169        | 0,5                               | 132                           | 152        | 9,5                               |
| 147                        | 168        | 0,5                               | 130                           | 150        | 10,65                             |
| 144                        | 160        | 6,0                               | 128                           | 148        | 5,78                              |
| 140                        | 160        | 307,0                             | В с е г о                     |            | 586,448                           |

кейль-кранцем (водоупорным венцом), установленным в покровной каменной соли, и начинают интенсивно растворять последнюю. После образования карстовой полости, которая постепенно захватила и кейль-кранц, вода вновь прорывается вниз и задерживается на втором кейль-кранце. Процесс повторяется. Наличие образовавшихся пустот в верхней части пристволового пространства способствует свободному движению воды за крепью, поэтому растворение в зоне нижних кейль-кранцев идет гораздо быстрее.

Насыщение солью при нисходящей циркуляции уменьшило агрессивность воды по отношению к соляным породам в верхней части карналлитовой зоны. Сокращение объема карстовых пустот в интервале 162–172 м хорошо прослеживается на рис. 2.

Насыщение солями, увеличение содержания брома и удельного веса вод в интервале глубин, включающем верхние четыре кейль-кранца, показано в табл. 2. Воды на этом участке имеют значительную минерализацию, но еще не полностью насыщены различными солями – меняется содержание калия, натрия, магния и хлора.

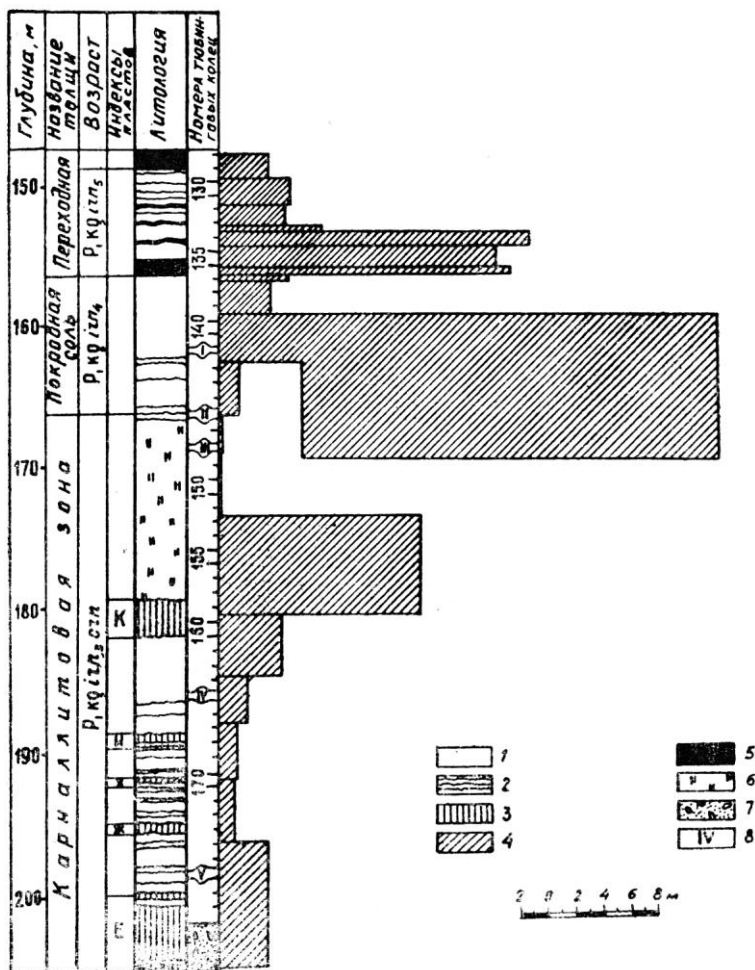


Рис. 2. Диаграмма распределения карстовых полостей по разрезу верхней части соляных пород, вскрытых шахтным стволом: 1 – каменная соль, 2 – глинистые прослойки, 3 – карналлитовая порода, 4 – объем карстовых пустот, подсчитанный по количеству поглощенного цементного раствора, 5 – глинисто-мергелистые породы; 6 – вкрапленность карналлита, 7 – бетонная крепь, 8 – номера келье-кранцев.

Т а б л и ц а   2

**Изменение химического состава прорвавшихся рассолов в верхней части соляных пород**

| Глубина, м | Химический состав, г/л* |                   |                   |                   |                   |       | Удельный вес |
|------------|-------------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------|--------------|
|            | KCl                     | NaCl <sub>2</sub> | MgCl <sub>2</sub> | CaSO <sub>4</sub> | CaCl <sub>2</sub> | Br    |              |
| 148        | 1,7                     | 109,8             | –                 | 2,2               | –                 | 0,021 | 1,083        |
| 150        | 0,09                    | 258,9             | 1,54              | 5,05              | –                 | 0,029 | 1,098        |
| 152        | 3,87                    | 285,5             | –                 | 4,92              | 0,97              | 0,066 | 1,197        |
| 158        | 0,28                    | 251,23            | 1,05              | 5,7               | 1,16              | 0,043 | 1,164        |
| 171        | 0,18                    | 262,2             | 1,45              | 5,1               | –                 | 0,039 | 1,169        |
| 172        | 0,22                    | 203,2             | 1,4               | 4,6               | –                 | 0,031 | 1,140        |
| 174        | 1,268                   | 271,89            | 0,34              | 5,34              | 0,30              | 0,04  | 1,136        |
| 176        | 0,18                    | 262,9             | 1,7               | 5,1               | –                 | 0,044 | 1,178        |
| 182        | 0,12                    | 260,6             | 1,3               | 4,9               | –                 | 0,047 | 1,175        |
| 186        | 35,24                   | 73,24             | 252,46            | 0,357             | 31,58             | 1,6   | 1,250        |

\* Химанализы выполнены в Березниках – центральной химической лабораторией калийного комбината и научно-исследовательской лабораторией ВНИИГА.

В интервале глубин 172–180 м снова наблюдается значительная карстовая полость (103 м<sup>3</sup>), которая приурочена к первому карналлитовому пласту. Образование ее можно объяснить интенсивным растворением карналлита ненасыщенными хлористым магнием водами. Содержание MgCl<sub>2</sub> в воде на глубине 176 м составляет всего лишь 1,7 г/л, в то время как на глубине 186 м – 252,5 г/л. Этим же, по-видимому, обусловлено некоторое увеличение объема пустот на участке, приуроченном к карналлитовой породе пласта Е.

Хлористый магний растворяется в воде с большей скоростью, чем хлористый калий. Поэтому при взаимодействии карналлита с водой хлористый магний растворяется в первую очередь, а хлористый калий частично переходит в раствор и частично остается в виде нерастворимого остатка [1, 2].

Непрерывное насыщение вод хлористым калием началось на глубине 186 м, т. е. ниже первого карналлитового пласта, причем с возрастанием величины водопритока в ствол шахты соответственно увеличивалось и содержание в воде хлористого калия (рис. 3).

Благодаря своевременно принятым мерам, приток воды в ствол был ликвидирован. Прорвавшиеся воды имели малый удельный вес и были насыщены лишь хлористым нат-



рием, поэтому вели себя агрессивно по отношению к карналлиту. Именно такие рассолы были причиной затопления многих калийных рудников за рубежом [1, 2].

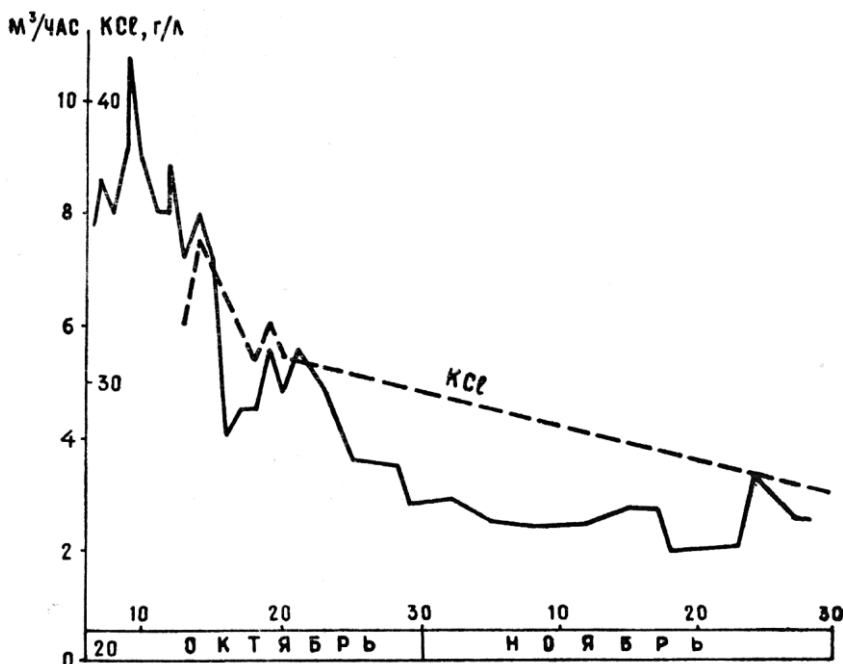


Рис. 3. Зависимость содержания в воде хлористого калия от среднесуточной величины водопритока в ствол.

Причиной возникновения течи явилось несоблюдение мер предосторожности и требований, предъявляемых при проходке стволов. При проектировании новых шахтных стволов необходимо строго учитывать геологические и гидрогеологические условия участка, где будет пройден ствол, и обращать особое внимание на места заложения кейль-кранцев. Последние необходимо по возможности закладывать в чистой каменной соли, в условиях спокойного залегания пород, при отсутствии глинистых прослоек, различных примесей и т. п.

**Институт карстоведения и спелеологии  
Березниковский калийный комбинат**

## ЛИТЕРАТУРА

1. Бек В. Г. Опасность затопления рудников и ее предупреждение. Калий, № 7, 1934.
2. Дзенс-Литовский А. И. Соляной карст СССР, гидрогеологические закономерности его развития и географические районы распространения. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962.
3. Дзенс-Литовский А. И. Гидрогеологические условия формирования вод и рассолов галогенных формаций СССР. Тр. ВНИИГ, вып. XLVI, 1964.
4. Копнин В. И. Некоторые особенности соляного карста в районе Верхнекамского месторождения. Гидрогеологический сборник, № 3, тр. Института геологии УФАИ СССР. вып. 69, Свердловск, 1964.
5. Короткевич Г. В. Гидрогеологические условия и карст Солотвинского соляного купола. Тр. ВНИИГ, вып. XLVI, 1964.
6. Котлов Ф. В. Антропогенный карст. Новости карстоведения и спелеологии, № 3, М., 1963.
7. Максимович Г. А. Соляной карст Земли. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962.
8. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. I, гл. 1, Пермь, 1963.
9. Михайлов Г. К. К вопросу о структурно-геологической интерпретации гидрогеологических данных при изучении фациально невыдержанных толщ. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2. Пермь, 1964.
10. Преображенский П. И. Несколько данных по гидрогеологии Прикамского соленосного района, вып. III, Л., 1928.
11. Софроницкий П. А., Шершнев К. С. Тектоника Пермского Прикамья в свете новых данных. Геологическое строение и нефтегазоносность Волго-Уральской области и сопредельных районов. Тр. ВНИГНИ. вып. XXXVI, М., 1963.
12. Трупак Н. Г. Способы борьбы с водой на калийных и соляных рудниках. Госгортехиздат, 1961.
13. Ходьков А. Е. К истории гидрогеологического изучения Верхнекамского месторождения. Тр. ВНИИГ, вып. XXX, 1955.
14. Шимановский Л. А., Крутов В. М. Гидрогеологические и гидрохимические особенности Верхнекамского соленосного бассейна. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2, Пермь, 1964.

**В. С. Лукин**  
**КАРСТОВЫЕ РВЫ В РАЙОНАХ РАЗВИТИЯ**  
**СУЛЬФАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ**

В местах интенсивного развития карста на территории Среднего Предуралья встречаются сложные отрицательные формы рельефа, вытянутые в определенных направлениях, которые фиксируют местоположение и ориентировку зон интенсивной трещиноватости и закарстованности. Они делятся на карстовые депрессии и рвы.

Крупные депрессии в условиях Предуралья обычно приурочены к гипсо-ангидритовым и соляным отложениям, залегающим среди более устойчивых пород или на контакте с ними. В пределах Предуральского прогиба и на склонах Уфимского плато такие понижения под различными названиями описаны М. В. Кругловым (4), А. С. Хоментовским (13), А. Е. Ходьковым (12) и другими. Генезис этих форм освещен А. В. Турышевым (17) и К. А. Горбуновой (3).

В полосе гипсо-ангидритовых отложений кунгурского яруса на восточной окраине Русской платформы и местами в Предуральском прогибе встречаются также менее крупные понижения с длиной, превышающей ширину в 3–5 раз или даже в десятки раз. Это карстовые рвы, которые для Крыма впервые отметил Н. И. Николаев (9).

По Н. И. Николаеву карстовые рвы в горно-складчатых районах – это вытянутые по простиранию слоев понижения, часто асимметричной формы, в пределах которых наблюдаются карстовые формы меньших размеров: на склонах карстовые поля, а на дне – отдельные воронки, котловины и др. Часто нижняя часть рвов задернована и карбонатные отложения обнажаются только на склонах.

Карстовые рвы в Крыму отмечаются на детальном топо-

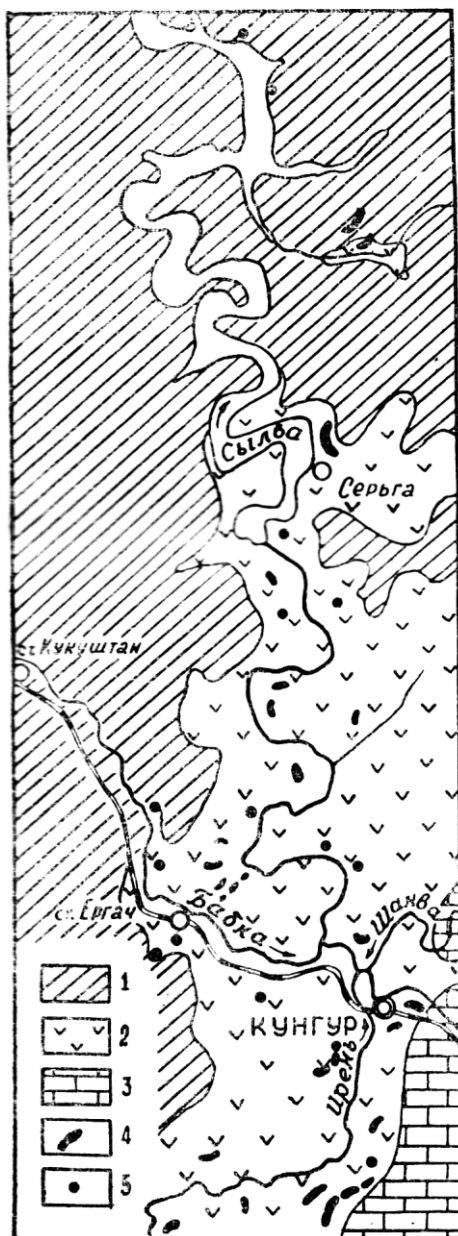


Рис. 1. Местоположение карстовых рвов в нижнем течении р. Сылвы:

1 – верхнепермские песчаниково-глинисто-карбонатные отложения; 2 – гипсоносные отложения кунгурского яруса; 3 – карбонатные породы нижнего отдела пермской системы; 4 – карстовый ров в зоне интенсивного стока грунтовых вод; 5 – карстовый ров над трещиной разгрузки.

графических картах, причем вытянутые ложбины или ограничивающие их уступы строго соответствуют простираанию слоев. Они весьма отчетливо в крупном плане намечают связь карстового ландшафта с тектоникой района.

В известной автору литературе в работах Г. А. Максимовича (6, 7), Л. А. Шимановского (14, 15) и других имеются лишь краткие упоминания о карстовых рвах на территории Среднего Предуралья. Это побудило нас осветить эти формы.

Карстовые рвы в гипсах и ангидритах в платформенных условиях Среднего Предуралья автор делит на две генетических разновидности: рвы приуроченные к устьям трещин разгрузки и рвы возникающие над зонами интенсивного стока трещинно-карстовых вод.

Карстовые рвы над трещинами разгрузки. Трещины разгрузки (1) иначе называемые трещинами отседания, трещинами откоса, скола, бортового отпора (2, 14, 15), широко распространены на крутых склонах, сложенных гипсо-ангидритами. Ширина их нередко достигает 2–5 м. Трещины формируются под влиянием внутренних напряжений в породах (обусловленных, в частности, гидратацией ангидритов) и силы тяжести. Будучи вытянуты параллельно склону или под острыми углами к его простираанию, в периоды таяния снега и ливневых дождей они перехватывают поверхностный сток. Слабо минерализованные поверхностные воды, проникая в трещины, энергично их расширяют путем растворения вмещающих пород. В зависимости от наличия и состава заполнителя, разрушение гипсо-ангидритов принимает различные формы. Попадая в зияющие трещины, поверхностные воды вырабатывают отвесные каналы и расщелины с ребристыми стенками. Если же трещины заполнены песчаным или глинисто-обломочным материалом, нисходящее движение атмосферных осадков происходит медленнее, главным образом на контакте с коренными породами. При этом на коротком расстоянии вода насыщается сернокислым кальцием, и ее агрессивность по отношению к гипсо-ангидритам обычно уменьшается. Вследствие этого карстовый процесс наиболее интенсивно развивается в верхних частях трещин.

Одновременно происходит оседание и обрушение рыхлых покровных отложений, залегающих над гипсо-ангидритами. В результате на поверхности над трещинами возникают цепочки небольших воронок и карстовые рвы. В плане (рис. 2) рвы обычно имеют извилистые, реже прямолинейные очертания, протяжение до 20–50 м, ширину от 1 до 10–15 м, а глубину от долей метра до 5–10 м. Дно и борта рвов обычно

задернованы и покрыты травяной и древесной растительностью. В крутых стенках встречаются выходы коренных пород и глыбовые осыпи.

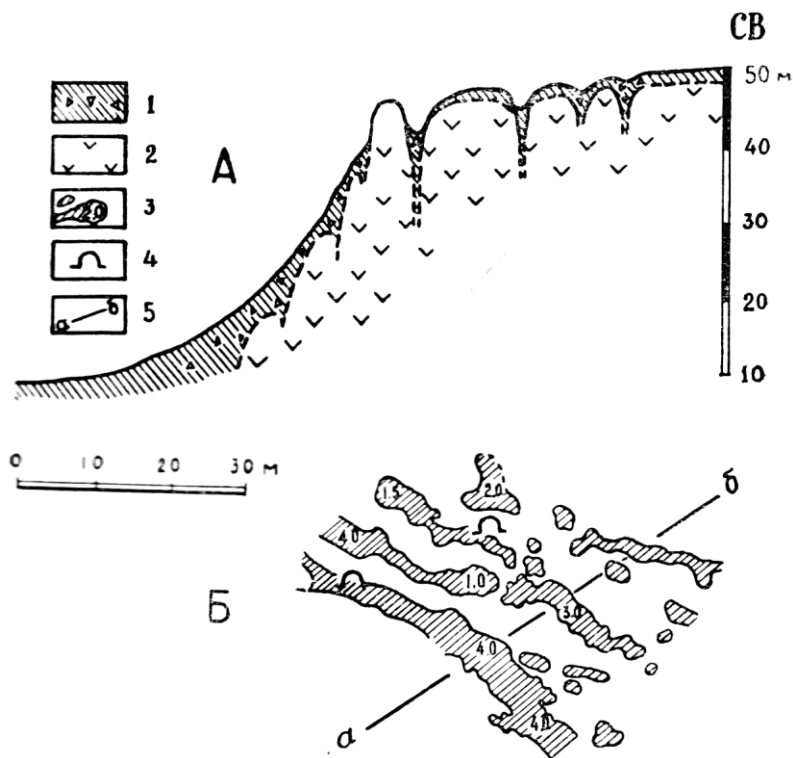


Рис. 2. Естественные рвы над трещинами разгрузки на правом склоне долины реки Сылвы у д. Ломотино: А – поперечный разрез; Б – план верхней части склона. 1 – почвенный слой и суглинок со щебнем доломитов; 2 – гипсо-ангидриты; 3 – ров и провальная впадина (цифрой указана глубина); 4 – вход в пещеру; 5 – линия разреза.

Карстовые рвы над трещинами разгрузки описаны; Л. А. Шимановским в долине р. Судинки (14) и автором статьи на правом берегу р. Сылвы у г. Кунгура, ниже д. Подкаменной и д. Черники, у д. д. Зуята, Закурья, Ломотино, ниже д. Алебастрово, а также на берегу р. Сылвы ниже устья лога Скородумовского. По р. Бабке отчетливо выраженные рвы встречаются у с. Кыласово между дд. Саркаево и Казаево, у ст. Ергач, а также на правом склоне Каменного лога в районе д. Розепино, по логу Шахмайскому (к западу

от ст. Ергач) и у с. Шадейка. По р. Ирени рвы над трещинами разгрузки зафиксированы на левом берегу между с. Невolino и д. Мериново, на правом склоне безымянного лога в 2,5 км к югу от Ягодного комбината, а также на правом склоне долины р. Грязнухи у хутора Шубина и д. Сухая Речка.

Карстовые рвы над трещинами разгрузки, почти всегда расположенные в верхней части крутых склонов, аборигенами Сылвенского края в IV–VI веках нашей эры нередко использовались при сооружении земляных укреплений – городищ в долинах р. Сылвы и ее притоков.

Карстовые рвы в зонах интенсивного стока трещинно-карстовых вод. Эти рвы отличаются более крупными размерами – от 0,1 до 2,5 км в длину при ширине от 5–10 до 200 м и глубиной от долей метра до 10–12 м. Они развиты на водораздельных участках – например, к ССВ от Ягодного комбината (правый берег р. Ирени), между дд. Светлово и Ахиды (правобережье р. Сылвы), а также на дне речных долин и логов. Последняя разновидность, по нашим наблюдениям, особенно хорошо выражена в южной части Тулумбасовско-Тисовского карстового района, между дд. Балашово и Быково. Карстующиеся гипсо-ангидриты здесь перекрываются песчаниками. Однако большая часть рвов тяготеет к коренным склонам, сложенным гипсо-ангидритовыми породами.

В долинах рек и суходолов Уфимского плато развиты поддолинные потоки в закарстованных гипсо-ангидритах и карстовых крупнообломочных отложениях (5), представляющие зоны интенсивного стока на уровне карстового водоносного горизонта. В поддолинных потоках местами можно выделить бортовые потоки, приуроченные к склонам долин.

Им соответствуют более или менее отчетливо выраженные депрессии поверхности подземных вод. Аналогичные зоны стока описаны в речных долинах, врезаемых в карбонатные породы (10).

Бортовые потоки играют первостепенную роль в формировании карстовых рвов. Поэтому мы остановимся на их происхождении. Склоны речных долин в гипсо-ангидритовых породах отличаются сильной трещиноватостью и закарстованностью. Наряду с трещинами тектоническими и выветривания распространены трещины разгрузки. Трещинно-карстовые воды, движущиеся к речной дрене и встречающие на границе древних (цокольных) и молодых (аккумулятивных) террас толщу относительно слабо проницаемых аллювиальных и карстовых отложений, выполняющих дно

долины, изменяют свое направление и движутся вдоль борта долины. Поток подземных вод обычно имеет ширину в десятки и сотни метров, но местами суживается настолько, что течение воды становится заметным на глаз. Разгрузка бортовых потоков происходит в местах выклинивания аккумулятивных террас, где речное русло вплотную подходит к коренному берегу.

Источниками питания бортовых потоков кроме трещинно-карстовых вод, поступающих со стороны водораздела, служат воды аллювия аккумулятивных террас, стекающие по склону поверхностные воды, речные воды. Поступление речных вод в бортовые потоки в меженные периоды наблюдается лишь на отдельных участках, а в паводковый период – повсеместно.

Благодаря большой концентрации стока и взаимообмену между трещинно-карстовыми и слабо минерализованными речными водами, бортовые потоки растворяют и выносят большое количество сульфатов. В результате толща гипсо-ангидритов вдоль бортовых потоков оказывается разрушенной. Одновременно происходит оседание и обрушение кровли над карстовыми полостями и формирование впадин на поверхности. С течением времени вдоль склонов на отметках, несколько превышающих уровень внутреннего шва аккумулятивных террас, возникают почти непрерывные цепи карстовых впадин, характерные для многих участков долин р. Сылвы, ее притоков и крупных суходолов.

**Стадии развития карстовых рвов.** Цепи сливающихся карстовых впадин и являются, в большинстве случаев, исходной формой, из которой возникают карстовые рвы.

**На первой стадии** рвы не велики по протяжению и составляющие их впадины разделяются перемычками, которые отчетливо видны на продольном профиле, хотя гипсометрически и расположены ниже бортов. В периоды снеготаяния многие впадины не удерживают воду, т. к. на дне их имеются открытые и замаскированные поноры. Такими признаками характеризуются рвы у с. Серьга и д. Горбунята, между д. Кислово и Докшино на правом берегу р. Сылвы, у д. Сараново на правом берегу р. Юрмана, на южной окраине старого кладбища в г. Кунгуре, вверх от д. Сухая Речка по правому берегу р. Ирени и некоторые другие.

**На второй стадии** рвы увеличиваются в длину путем слияния впадин и рвов, и углубляются за счет образования вложенных и наложенных провальных впадин. В отдельных случаях ров, расположенный на склоне суходола, характе-



ризуется более низкими отметками, нежели сам суходол (левый склон лога Межевого к северо-западу от с. Неволينو). Вследствие заполнения карстовых полостей и трещин под дном рва глинисто-обломочным материалом, бортовой поток постепенно смещается в нагорную сторону, где и возникают новые провальные впадины.

П о с л е д н я я   с т а д и я развития характеризуется затуханием карстового процесса в границах карстового рва и преобладанием эрозии. Временные потоки, стекающие со склонов, отлагают в понижениях илистый материал. Появляются заболоченные блюдцеобразные впадины и невысыхающие карстовые озера. В связи с выравниванием продольного профиля и резким уменьшением инфильтрации и инфильтрации поверхностных вод, развивается продольный сток к одному концу рва или к наиболее пониженным его частям и формируется один или несколько водосборных бассейнов.

Вследствие неравномерной интенсивности разгрузки склонов, карста и провального процессов, различные участки одного и того же рва находятся на разных стадиях развития. Примерами могут служить рвы в левобережной части территории пос. Полазны, между оз. Кротовским и Грибушинской дачей в г. Кунгуре; между д. Лаврята и д. Грязнухой, у с. Троица и к северу от с. Неволино по р. Ирени; вдоль подножья Спасской горы, у д. М. Заозерье, с. Кинделино и д. Забор по р. Сылве.

К р у п н ы е р в ы отчетливо вырисовываются на топографических картах масштаба 1:25 000. Ширина рва на правом склоне долины р. Грязнухи к северу от одноименной деревни достигает 0,2 км, он состоит из ряда параллельных желобообразных понижений. Кроме того, на склоне с нагорной стороны, встречаются рвы над трещинами разгрузки, расположенные в два-три ряда. Днище большого рва местами заболочено; некоторые впадины заилились и превратились в озера. Одно из таких озер с поперечными размерами 25×30 м, образовалось осенью 1927 г. в месте крупного провала.

Заслуживает упоминания также группа карстовых рвов у д. Кочебахтино, расположенная в древней долине, пересекающей в широтном направлении узкий водораздел между р. Сылов и ее крупным притоком р. Бабкой. Эта древняя долина с севера и юга ограничена крутыми склонами четвертой и пятой надпойменных террас с абс. отметками 160–200 м. Дно ее в средней части образовано третьей надпойменной террасой с цоколем из гипсо-ангидритов, перекрытых маломощной пачкой доломитов. Вдоль бортов древняя долина

углублена ниже современного уровня р. Сылвы и выполнена глинистыми отложениями второй надпойменной террасы. Позднее в них были врезаны лога, отходящие от р. Сылвы и р. Бабки и попарно соединяющиеся своими верховьями, образуя своеобразные сквозные долины. Эти лога имеют эрозионное происхождение, поскольку в них, также как и вообще на второй террасе карстовые впадины не зафиксированы. В то же время поверхности высоких, цокольных террас усеяны многочисленными карстовыми впадинами различной формы и величины. Границы террас обозначены цепями карстовых воронок и карстовыми рвами. По бортам древней долины рвы располагаются на абсолютных отметках 145–150 м и вдоль уступа третьей надпойменной террасы – на отметках 135–145 м.

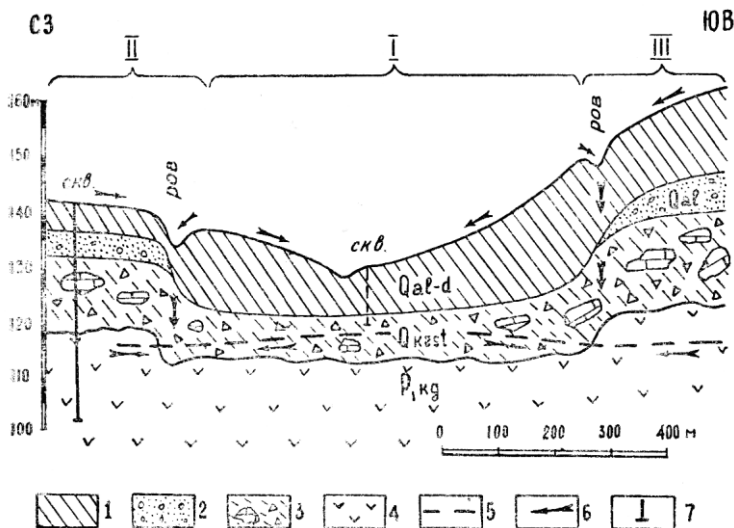


Рис. 3. Поперечный разрез через долину Багилева лога и карстовые рвы: 1 – суглинки и глины; 2 – песчано-гравийно-галечные отложения; 3 – карстовые глинисто-обломочные отложения, включающие блоки выветривших известняков и доломитов; 4 – гипсо-ангидриты; 5 – уровень подземных вод; 6 – направление стока поверхностных и подземных вод; 7 – скважина. I – водосборный бассейн лога; II–III – водосборные бассейны карстовых рвов.

Наибольшее протяжение имеет карстовый ров, расположенный на правом склоне лога Багилева (рис. 3–5). Не доходя 0,1 км до Сибирского тракта, ров обрывается и далее по простираению склона прослеживается цепь воронок. В сред-

ней части ров имеет корытообразный поперечный профиль с шириной по дну до 50–100 м. На дне развиты блюдцеобразные понижения, а также крутостенные воронки, образовавшиеся, по-видимому, в современный период в связи с понижением местных базисов эрозии. На дне ровов по левому склону Багилева лога, а также к югу от д. Борисово и д. Кайгородово встречаются карстовые озера и заболоченность. Менее отчетливо выраженные рвы с четкообразными расширениями имеются на поверхности третьей надпойменной террасы к западу и востоку от колхозной фермы.

В большинстве случаев карстовые рвы представляют замкнутые формы рельефа, но иногда на мысообразных выступах коренных склонов, бывают открыты с одного или обоих концов. В первом случае водосборные бассейны, тяготеющие к рвам, сообщаются с ближайшей поверхностной водной артерией только подземным путем. Однако на последней стадии развития, когда уменьшается глубина ровов, резко сокращается инфильтрация и инфильтрация поверхностных вод и возрастает продольный сток, пониженные участки ровов уже не вмещают снеговые и ливневые воды. Избыток их переливается через нижний борт, образуя промоины. Рвы постепенно превращаются в эрозионно-карстовые долины, которые мы наблюдали на правом берегу р. Сылвы, 1,5 км к югу от д. Денисово и в верховьях р. Сергинки, 0,5–2,5 км к СВ от д. Савино.

**В ы в о д ы .** В формировании карстовых ровов принимают участие многие природные процессы: разгрузка склонов, карст, медленное и катастрофически быстрое оседание кровли подземных полостей, эрозия и т. д. В образовании ровов над зонами интенсивного стока подземных вод ведущую роль играет карст. В формировании же ровов над устьями трещин ведущая роль нередко переходит к процессу разгрузки. При этом образуются рвы отседания.

Карст и процесс разгрузки в гипсо-ангидритовых породах развиваются в тесной связи и взаимодействии. В начальной стадии разрушения склонового участка карст распространяется по трещинам разгрузки и, в известной мере, является следствием разгрузки. На следующем этапе разрушения склоновых участков, когда на уровне водоносного горизонта уже имеются обширные карстовые полости, дальнейшее развитие и характер разгрузки обусловлены, главным образом, прогибом пластов над пустотами. Таким образом, здесь происходит обратное воздействие карста на процесс разгрузки.

Рвы над трещинами формируются вследствие развития

карста в зоне вертикальной циркуляции подземных вод (зоне аэрации). Вторая их разновидность обусловлена развитием карста в зоне горизонтальной циркуляции подземных вод (6).

Карстовые рвы над трещинами образуются, в основном, путем медленного оседания покровных отложений. В формировании рвов над бортовыми потоками возрастает роль провалов. Однако, без длительных стационарных наблюдений трудно решить, какой из двух процессов в последнем случае имеет более важное значение.

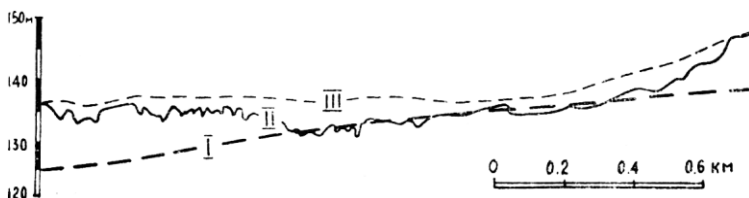


Рис. 4. Совмещенные продольные профили района Багилева лога: I – дно лога; II – дно карстового рва; III – линия водораздела между рвом и тальвегом лога.

Можно предполагать, что карстовые рвы кроме Крыма и Предуралья встречаются во многих других областях развития карста с литологически различными карстующимися породами. Автор наблюдал их на Илецком соляном куполе и в гипсоносных отложениях Приднестровья. А. И. Маркин в Горьковской области описал своеобразные карстовые рвы (8).

Описанные нами рвы имеют вполне определенные признаки, свои генетические особенности и должны занять соответствующее место в классификациях и эволюции форм карстового рельефа. Карстовые рвы следует рассматривать, как отражение в рельефе значительной концентрации стока подземных вод и как следствие большой концентрации карста. Генезис карстовых рвов платформ несколько отличен от форм, возникающих в складчатых горах.

Изучение естественных рвов и линейно вытянутых цепей впадин на склоновых участках при изысканиях для дорожного, гидротехнического и другого строительства позволит своевременно выявить трещины разгрузки, а также зоны интенсивного стока и тем самым предупредить провалы над трещинами и полостями откосов и утечку воды в обход плотин.

**Институт карстоведения и спелеологии**

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М., 1954.
2. Бураков А. Д., Турышев А. В. Трещины разгрузки склонов и их значение в практике строительства и эксплуатации железных дорог. Тезисы докладов Совещания по обобщению опыта научных исследований, изысканий, проектирования, строительства и эксплуатации сооружений в районах распространения карста, Горький, 1965.
3. Горбунова К. А. Формирование карстовых брекчий восточного крыла Уфимского вала в свете гидрогеологических данных. Геология и разведка, № 10, 1960.
4. Круглов М. В. Геологическая карта района Суксунского завода западного склона Среднего Урала. Тр. ВГРО, вып. 279, 1933.
5. Лукин В. С. Особенности стока и карстового процесса в речных долинах Кунгурского района. Сб. «Специальные вопросы карстоведения». М., 1962.
6. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. 1, Пермь, 1963.
7. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
8. Маркин А. И. Некоторые данные о каррах в Горьковской области. Уч. зап. Горьковского пед. ин-та, вып. 51, Горький, 1964.
9. Николаев Н. И. Об эволюционном развитии карстовых форм и значении структурно-тектонического фактора. Сов. геология, № 10, 1946.
10. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. М., 1962.
11. Турышев А. В. О формировании депрессий вдоль склонов Уфимского плато. Сб. «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской области и Южного Урала». Уфа, 1960.
12. Ходьков А. Е. Об экзотектонических явлениях как следствии подземного выщелачивания галогенных пород. Тр. ВНИИГ, вып. № 28, Л., 1953.
13. Хоментовский А. С. Образование угольных месторождений во впадинах оседания, связанных со сводами соляных структур краевого прогиба Южного Урала и северо-восточной окраины Прикаспийской впадины. Спец. вопр. карстоведения, М., 1962.
14. Шимановский Л. А. Трещины бортового отпора в долине реки Судинки и их роль в рельефообразовании. Записки Пермского отдела Географ. общ. СССР, вып. 1, Пермь, 1960.
15. Шимановский Л. А. Провалы в районе с. Скворцово Пермской области. География Пермской области. Пермь, 1964.

**Б. В. Васильев**  
**КАРСТ НА ТЕРРИТОРИИ ТАТАРСКОЙ РЕСПУБЛИКИ**  
**И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ В СЕЛЬСКОМ ХОЗЯЙСТВЕ**  
**И ПРОМЫШЛЕННОСТИ**

Поверхностные формы карста на территории Татарской республики развиты не повсеместно. Они приурочены к отдельным обособленным участкам: из них 4 расположены в восточной части республики и 27 – в западной.

Зона распространения карстовых провалов в восточной части республики охватывает территорию, расположенную между восточной ее границей и линией почти меридионального простирания, проходящей через селения Ижевка, Акташ, Шугурово. Здесь карстовые провалы связаны с растворением гипсов и известняков нижнепермского возраста. В западной части республики карстовые провалы распространены на большей площади. С востока они ограничиваются линией, идущей от истоков р. Казанки на г. Билярск, а западная граница выходит за пределы административной границы республики. Здесь провалы также связаны с растворимыми в воде породами – гипсами, известняками и доломитами в основном верхнепермского возраста [20, 21].

Карстовые провалы в восточной части Татарской республики сосредоточены на четырех участках – Икском, Ронгазарском, Акташском и Салаушском. Всего на перечисленных участках зарегистрировано около 135 провалов и три пещеры.

В западной части Татарии выделяются следующие карстовые участки: Красновский, Чекурчинский, Белкинский, Иинский, Казакларовский, Ювасский, Казанский, Дербышинский, Щербаковский, Зеленодольский, Васильевский, Юдин-

ский, Столбищенский, Улитинский, Куларовский, Ямбухтинский, Ново-Салминский, Татбурнаевский, Мешерский, Тукайский, Антоновский, Трехозерский, Кулангинский, Муралинский, Азелейевский, Антоновско-Камско-Устинский и Карлинский. Всего на перечисленных участках в западной части Татарии насчитывается до 1400 провалов и 6 пещер [4, 8, 25].

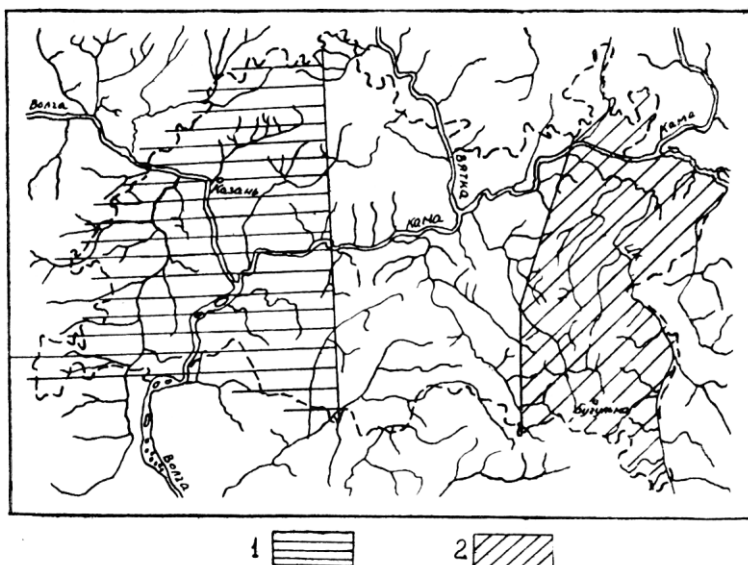


Рис. 1. Карта поверхностных проявлений карста на территории Татарской республики:  
1 – зона распространения карстовых провалов, связанных с распространением карбонатов и гипсов верхнепермского возраста; 2 – зона распределения карстовых провалов, связанных с растворением гипсов и известняков нижнепермского возраста.

Общее количество сравнительно свежих (современных) провалов, образовавшихся за последние 50 лет составляет около 1,5 % всех зарегистрированных провальных форм на территории Татарии (1600 провалов) [5, 6, 7, 10, 15, 17, 19]. Выявление современных форм имеет большое практическое значение в вопросах установления активности процесса при возведении разного рода сооружений.

Практическое значение карстовых явлений исключительно многообразно. Развитие карстовых явлений или провалов существенно влияет не только на рельеф и гидрологию, но и

на развитие сельского хозяйства и промышленности. В этом отношении карст в одних случаях является положительным, в других случаях отрицательным фактором.

Наличие карстовых провалов, например, в таких районах, как Алькеевский (район д. Балы Куль) играет большую роль в эрозии почв. Карстовые провалы здесь служат как бы резервуарами, куда весенними и ливневыми водами смывается довольно значительное количество питательных веществ почвы. Большая часть почвы бесследно уносится через поноры, а часть остается в самом провале. В связи с этим некоторые карстовые воронки (д. Максютово) используются населением под огородные культуры. Большое количество провалов, как например, в районе дер. Тюбьяк-Чекурча, Утар-Аты (Арского района), Ново-Мордово (Камско-Устинского района), Вережи (Атнинского района), Белкино (Пестречинского района) и в целом ряде других пунктов, представляет немалое препятствие при механизированной распашке земель и уборке урожая.

Особенно большие неприятности приносит карст в гидротехническом строительстве. Здесь опасность представляет поглощение вод карстовыми пустотами. В прямой зависимости с карстом находится и водный режим некоторых рек Татарии.

Например, реки Киндерка и Нокса в верхнем течении довольно многоводны; в нижнем течении, где они вступают в область развития карстующихся пород казанского яруса (р. Киндерка ниже с. Естачи, а р. Нокса ниже д. Чернопение), расходы заметно снижаются. Река Киндерка ниже д. Естачи местами еще имеет короткие обводненные участки, но в устьевой части, где имеются явные признаки проявления карста, ее русло становится совершенно сухим. Аналогичное явление наблюдается и на р. Ноксе. По долине этой реки карстовые провалы отмечены в районе д. Константиновка, а окончательное исчезновение поверхностного водостока наблюдается только ниже д. Азино, где на правом береговом склоне расположены четыре провальных воронки глубиной до 10 м.

Такие реки, режим которых зависит от карста в Татарии не единичны. Из притоков р. Свияги к ним относятся: Улема, Аря, Бува и некоторые притоки р. Сулицы. Наличие подобного рода явлений создает очень большие затруднения в осуществлении строительства сельских электростанций. В практике строительства водоемов на территории Татарской республики известен не один случай фильтрации воды из водохранилища, сооруженного в области развития карстовых явлений.

Так, например, случай катастрофического ухода воды из искусственно построенного водоема произошел в 1951 г. В



Бирюлинском зверосовхозе Высокогорского района. Водоем емкостью 200 000 м<sup>3</sup> был осушен в течение двух суток.

В мировой практике строительства плотин известен не один случай утечки воды из водохранилищ, например из водохранилищ Мария-Кристина и арочной плотины Монте-Хаке в Испании (Андалузия) и целого ряда других. Карстовые явления, вызвавшие провал над пустотами под действием нагрузки сооружения, были причиной разрушения плотины Аустин в Техасе (США). Растворения прослоев гипса в основании плотины Сент-Френсис в Калифорнии, вызвавшее фильтрацию, явилось причиной грандиознейшей катастрофы.

Однако наличие карста на площади, по данным Ф. П. Саваренского, еще не является показателем невозможности создания водохранилища. Решение вопроса о поведении будущего водохранилища в данном случае может быть получено лишь на основании гидрогеологической съемки района, изучения режима карстовых вод и установления активности карстовых процессов.

Немаловажное значение наличие карстовых явлений имеет и при решении вопросов водоснабжения населенных пунктов. Как правило, районы развития карстовых явлений характеризуются глубоким залеганием грунтовых вод и отсутствием выходов их в виде источников. Водоснабжение таких, например, населенных пунктов как дер. Верхняя Ия, Ивановка Высокогорского района, Усады Столбищенского района и ряд других пунктов осуществляется исключительно колодцами, глубина которых превышает 20–25 м, а в отдельных местах встречаются колодцы до 40 м глубины (кордон около д. Девликеево). К тому же колодцы малodeбитны и в засушливое время года не обеспечивают полностью население водой.

Использование карстовых вод, залегающих в карстующихся трещиноватых известняках, имеет большое значение в водоснабжении населенных пунктов. Воды этого горизонта при помощи буровых колодцев широко используются колхозами Казанского, Юдинского, Дубьязовского, Антинского и Арского районов. В долине реки Ноксы верхний водоносный горизонт нижеказанского подъяруса используется Казанским городским водопроводом.

Потребляя карстовые воды для питьевых целей, необходимо иметь в виду то обстоятельство, что особенности циркуляции подземных вод в закарстованных местностях создают весьма вероятную возможность их бактериологического загрязнения. Поэтому требуются самые энергичные санитарные мероприятия. В области распространения провалных ям ни в коем случае нельзя разрешать всякого рода свалку нечистот. Ка-

тегорически запрещается использовать карстовые провалы в качестве скотомогильников, что имеет место в целом ряде районов, например, д. Ия, Белкино и другие.

Немалое значение в развитии рыбного хозяйства колхозов имеют такие карстовые озера, как три озера, расположенные в одноименном селе Куйбышевского района и озеро Конопляное того же района, а также озера Ислейторские, Ювасские, Раифское, Ильинское, Светлое, Осиновое, Голубое, Лебяжье, Ковалинское, Саламыковское, Моховое, Архирейское и целый ряд других.

**Пермский университет**

## ЛИТЕРАТУРА

1. Апродов В. А. О некоторых вопросах теории карста. Изв. АН СССР, серия географическая, т. 12, № 3, 1948.
2. Батыр В. В. Р. Бездна. Природа Татарии. Татгосиздат, Казань, 1947.
3. Бутырин П. Н. К вопросу изучения процессов карста. Материала по геологии, гидрографии и водным ресурсам СССР, вып. 20, серия 3. ОНТИ Л. – М., 1935.
4. Васильев Б. В. О некоторых закономерностях карстопроявления в бассейне р. Ик. Докл. АН СССР, т. 65, № 4, 1949.
5. Васильев Б. В. К динамике образования карстовых провалов на территории Татарской республики. Докл. АН СССР, т. 91, № 2, 1953.
6. Васильев Б. В. К истории развития поверхностного карстопроявления на территории Татарской республики. Изв. Казанского филиала АН СССР, серия геологическая, № 3, 1955.
7. Васильев Б. В. и Кавеев М. С. Провальные явления на территории г. Казани. Изв. Всесоюзного географического общества, т. 90, № 1, 1958.
8. Васильев Б. В. Карстовые пещеры в Октябрьском районе Башкирской АССР. Пещеры, вып. 2, Пермь, 1962.
9. Васильев Б. В. Пещеры и другие формы кластокарста в Татарской республике. Пещеры, вып. 3, Пермь, 1963.
10. Васильев Б. В. Методика изучения карста при гидрогеологических исследованиях на примере Онгазарского карстового участка в Татарской АССР. Методика изучения карста, вып. 6, гидрогеология карста, Пермь, 1963.
11. Гвоздецкий Н. А. Особенности ландшафтов известняковых карстовых областей. Вопросы географии, сб. 16, 1949.
12. Григорьев А. А. К вопросу о влиянии растительности на процессы карстообразования. Землеведение, кн. 3–4, 1922.
13. Зайцев И. К. Вопросы изучения карста СССР. Труды Спецгео, вып. 2, 1940.
14. Зубашенко М. А. Закрытый или восточноевропейский тип карста. Воронеж. гос. пед. ин-т., тезисы докл. на научн. конф., 1947.
15. Кавеев М. С., Васильев Б. В., Галеев У. З., Хабибулина Ф. С. Современные геодинамические явления на территории Татарской республики. Изв. Казанского филиала АН СССР, серия геологич., № 2, 1954.

16. Кавеев М. С. Карстово-суффозионное явление в левобережной части долины Волги в пределах Татарской АССР. Известия Всесоюзного геогр. общества, т. 88, вып. 5, 1956.
17. Кавеев М. С. Провальные явления в Альметьевском районе. «Татарская нефть», № 6, 1957.
18. Кавеев М. С. Общие закономерности развития карстовых явлений в центральной части Волго-Камского бассейна. Изв. КФ АН СССР, сер. геол. наук, № 7, 1959.
19. Кавеев М. С. Карстовые явления в восточной части Закамья, в пределах Татарской АССР. «Татарская нефть», № 4, 1960.
20. Максимович Г. А. Карст гипсов и ангидритов земного шара (геотектоническая приуроченность, распространение и основные особенности). Общие вопросы карстоведения, т. 1, изд. АН СССР, М., 1962.
21. Максимович Г. А. Закономерности распространения карста карбонатных пород в восточном полушарии. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962.
22. Максимович Г. А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР. Общие вопросы карстоведения. Изд. АН СССР, М., 1962.
23. Максимович Г. А. Основы карстоведения т. 1, Пермь, 1963.
24. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Бюллетень Мос. общества, исп. природы, отд. геология, т. 26 (2), 1951.
25. Ступишин А. В. Сюевские пещеры. Природа Татарии. Татгосиздат, 1947.
26. Ступишин А. В. К истории формирования левобережья Приказанского Поволжья. Изв. Всесоюз. географ. общества, № 3, 1948.
27. Устинов К. Правобережные озера окрестностей села Алексеевского, Лаишевского уезда Казанской губ. Приложения к протоколам засед. общества естеств. исп. при Казанском университете, № 219, 1902.
28. Хабибулина Ф. С. Инженерно-геологическое районирование левобережья Волги в пределах Татарии для гражданского и промышленного строительства. Изв. КФ АН СССР, сер. геологическая, № 9, 1960.
29. Якушова А. Ф. Карст и его практическое значение. Географгиз, М., 1950.

**П. З. Сабо**  
**РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ**  
**ПАЛЕОКАРСТА В ВЕНГРИИ**

На территории Венгрии сохранившиеся в погребном состоянии палеокарстовые формы в известняках и доломитах верхнетриасового и юрского возраста образовались в условиях тропического или субтропического климата в конце мезозойской и в начале кайнозойской эр. О том, что карстообразование происходило в условиях тропического климата, свидетельствуют карстовые формы аналогичные современным формам тропического карста и ископаемые органические остатки в глинистых отложениях, заполняющих карстовые полости на месторождениях бокситов Халимба и Гант [6, 8, 11]. В настоящее время карстовые полости, воронки, поля заполнены продуктами выветривания, к которым приурочены месторождения боксита, каолина и угля. Изучение палеокарста необходимо для разработки этих месторождений, предотвращения затопления шахт карстовыми водами и т. п.

Палеогеографический анализ позволяет говорить, что карстующиеся породы образовались в прибрежной морской обстановке на глубине 20–80 м. Мощность этих отложений составляет 500–800 м [9, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 20].

Тропические формы палеокарста известны на Венгерском Среднегорье и в горах Виллань (рис. 1).

Венгерское Среднегорье сложено мезозойскими породами. С юга его окаймляют кристаллические сланцы палеозойского возраста, покрытые мощной толщей третичных пород. Только на некоторых участках палеозойские породы выходят на поверхность в виде возвышенностей в рельефе (гора Веленце, рис. 1).

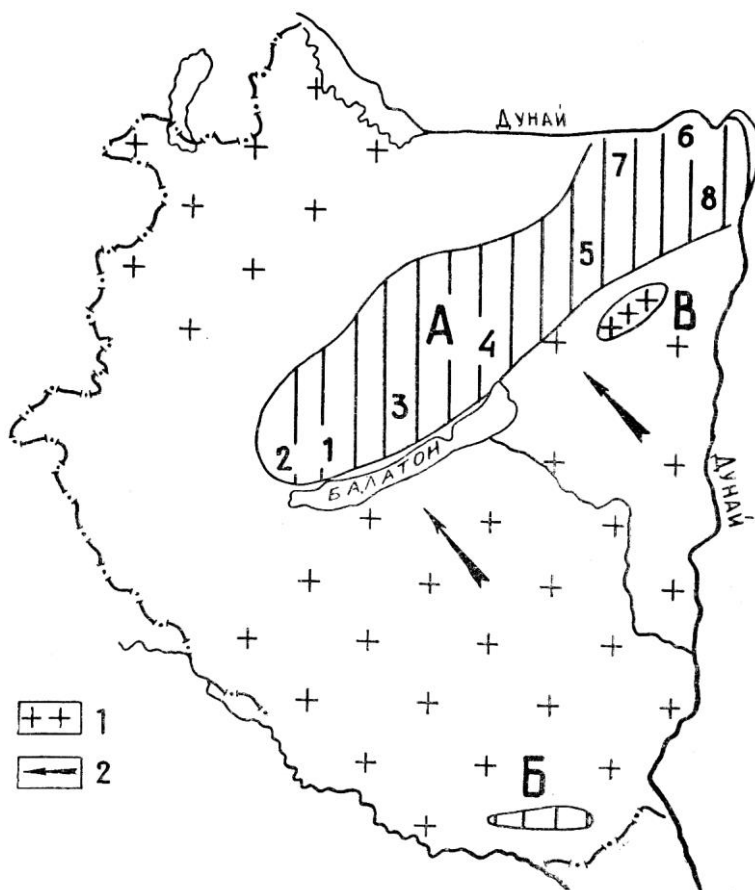


Рис. 1. Обзорная карта Западной Венгрии. 1 – область погребенных палеозойских образований; 2 – предполагаемые направления движения кислых растворов и продуктов выветривания в меловое время. А – Венгерское Среднегорье; Б – горы Виллань; В – гора Веленце. Участки гор: 1 – Нирад, Халимба и Сёц, 2 – Черсегтомае, 3 – Уркут, 4 – Искасентдьердь, 5 – Вергеш, 6 – Пилиш, 7 – Герече, 8 – Буда.

На месторождениях Нирад, Халимба и Сёц (рис. 1) закарстованы верхнетриасовые доломиты и известняки. Палеокарстовая поверхность представляет собой опущенную карстовую краевую равнину, наиболее глубокие участки которой находятся на отметке минус 100 м. Гора Дюрхедь с крутыми склонами возвышается над карстовой равниной, имея отметку плюс 220 м (рис. 2).

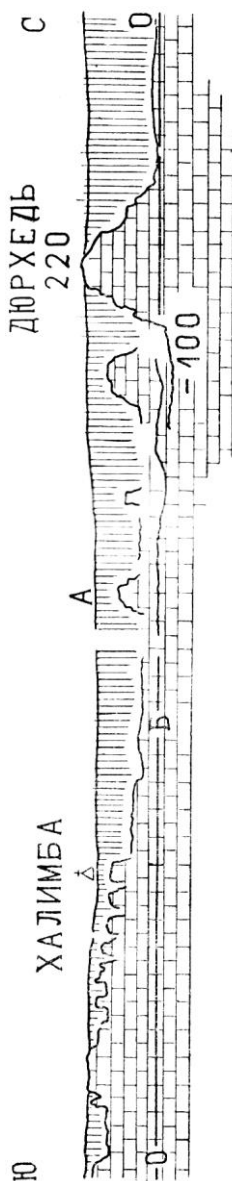


Рис. 2. Геологическое строение района с. Халимба. А – современная поверхность; Б – палеокарстовая поверхность.

Проведенные автором наблюдения позволяют проследить процесс формирования карстового ландшафта в этом районе. В мезозое под влиянием тропического климата в районе Халимба формируется волнистая карстовая краевая равнина. На этой равнине возвышаются останцы, имеющие формы конусов, наиболее крупным из которых является гора Дюрхедь. В настоящее время вершины конусов срезаны денудацией. Южнее рельеф как бы поднимается на одну ступеньку. Здесь наблюдается чередование останцов и воронок глубиной 20–30 м с отвесными склонами. Таким образом, процесс карстообразования в меловое время сдвигается к югу.

Следует отметить, что глинистые отложения, заполнившие карстовые пустоты, поступали не только сверху, но и по подземным каналам в кислых растворах с юго-востока из области сноса палеозойских метаморфических и изверженных пород (рис. 1). При взаимодействии кислых растворов со щелочными водами карбонатных отложений, глинистые минералы выпадали в осадок и оставались на месте, постепенно заполняя карстовые пустоты.

Различные формы палеокарста наблюдаются около с. Сёц (рис. 1). Глубина воронок здесь достигает 20–25 м, стенки отвесные (16). Некоторые из них имеют длину до 200 м, ширину до 80 м. По-видимому, в результате выветривания несколько воронок соединялись в одну. В настоящее время воронки заполнены глинистыми отложениями.

В доломитовом массиве у с. Черсегтомае (рис. 1) развиты карстовые воронки с крутыми иногда нависающими стенками. Глубина их колеблется от 10 до 60 м. Местами они соединяются и разделены только лишь низким валиком. Несомненно, что современная глубина воронок меньше первоначальной, т. к. поверхность пенеплена была выше. Путем реконструкции бортов воронок можно получить картину древнего рельефа, для которой характерно чередование воронок глубиной до базиса карста и останцов. Такой карстовый рельеф встречается только в условиях тропического климата.

В районе горы Чардахедь (рис. 1) у с. Уркута образовалось карстовое ущелье, глубина которого составляет 30–40 м (рис. 3). Оно образовалось вдоль линии разлома юго-восточного простиранья, но имеет и боковые ответвления. С глубиной ширина ущелья уменьшается.

В карьере Битто у с. Искасентдьердь (рис. 1) вскрыта карстовая краевая равнина. К югу от этого карьера наблюдается много останцов, имеющих форму усеченных конусов. В карьере Кинчеш вскрыт блок-целик с отвесными стенками значи-



Рис. 3. Карстовое ущелье у с. Уркут (г. Чердакхедь).





Рис. 4. Один из карстовых останцов в карьере Кинчеш.



Рис. 5. Палеокарстовая поверхность, вскрытая в карьере Гант.

тельной мощности (рис. 4). Это, по-видимому, основание останца, вершина которого срезана денудацией.

В районе с. Ганта [7] развиты палеополя площадью 3–4 км<sup>2</sup>, широкие с плоскими вершинами доломитовые «хребты», башнеобразные конусы со срезанными вершинами (рис. 5). В окружностях горы Багойхерд имеются останцы, высота которых более 30 м.

Подобные формы тропического карста встречаются в горах Буда, Пилиш и Герече (рис. 1). В горах Пилиш останцы достигают высоты 30–45 м [19]. Со всеми описанными формами проявления карста связано бокситовое оруднение.

Проявление палеокарста отмечается и на бурогольных месторождениях в районе шахт Дорога (рис. 1). Это затрудняет добычу угля, так как поля, заполненные ниже эоценовыми пресноводными известково-мергелистыми осадками, в которых находятся угли, осложнены останцами, воронками и погребенными карстовыми ущельями.

Развитие карстовых процессов на описываемой территории можно представить следующим образом. После того, как в меловое время карстовые пустоты были заполнены глинистым материалом, начиналось дальнейшее опускание территории. В результате этого бокситовые образования оказались на одном уровне с базисом эрозии и территория была затоплена. Заболачивание сопровождается накоплением растительных остатков. Грунтовые воды удаляют перешедшее в раствор железо, что приводит к образованию бедного железом пиритиносного боксита или бокситоносной глины [3, 4]. В результате гниения органических веществ образуется сероводород. В разрыхленных верхних пластах бокситоносных пород железо было восстановлено до пирита и марказита. Позже в результате разложения пирита получалась серная кислота, которая фильтровалась вниз и проникала до поверхности доломитов и известняков, где возникала корка гематитово-гётитового железа толщиной несколько сантиметров. Под этой коркой образуется доломитовая мука. Растворы серной кислоты продолжают мигрировать вдоль литоклазов и проникают в доломиты, разрушая их до глубины 2–3 м и превращая в мягкую пластичную массу, насыщенную водой. Однако такие превращения имеют небольшие масштабы и зависят от местных условий. Они не играют морфогенетической роли, а, наоборот, разрушают уже существующие формы.

**Задунайский научный институт Венгерской АН,  
г. Печ**

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Bardossy Gy. A. Szoc es Nyirad környeki bauxit (Бокситы окрестности сс. Сец и Нирад), М. All. Foldt. Int. Evk. XLVI. 3. Budapest, 1957.
2. Bardossy Gy. Adatok a cserszegtomaji kaolinites tuzalloagyg telepek ismeretehez (Сведения по залежам каолиновых огнеупорных глин в с. Черсегтомай, Резюме), М. All. Foldt. Int. Evk. XLVX. 4. Budapest, 1961.
3. Bardossy Gy. A magyar bauxit összetetelenek es keletkezésenek kérdesei. (Вопросы состава и происхождения венгерских бокситов), М. All. Foldt. Int. Evk. XLIX. 4. Budapest, 1961.
4. Bardossy Gy. A magyar bauxit geokemiai vizsgalata (Геохимическое исследование венгерского боксита), Budapest, 1961. М. All. Foldt. Int. alkalmi kiadvanya.
5. Barnabas K. A magyarországi bauxitbányászat földtani feltetelei. Die geologischen Verhältnisse des ungarischen Bauxitbergbaus, Bányászati Lapok, 10. (88), 9, 1955.
6. Barnabas K. A halimbai es nyiradi bauxitterulet földtani kutatasa (Геологические исследования на бокситовой территории в районах Халимба и Нирад), М. All. Foldt. Int. Evk. XLVI. 3. Budapest, 1957.
7. Barnabas K. Bauxitföldtani kutatások Magyarországon 1950–1954 között (Бокситогеологические исследования в Венгрии в течение 1950–1954 гг.), Foldt. Int. Evk. XLVII. 3. Budapest, 1957.
8. Deak H., Pálfa I. v. Novényi maradványok a halimbai bauxitban (Растительные остатки в бокситах месторождения Халимба) Foldt. Kozl. LXXXVIII. 1, 1958.
9. Gerstenhauer A. Der tropische Kegelkarst in Tabasco (Mexico), Intern. Beitrage zur Karstmorphologie, Zeitschr. f. Geomorph. Suppl. 2, 1960.
10. Jasko S. A pilisszantói bauxit (Боксит района с. Пилишсанта), М. All. Foldtani Int. Evk. XLVI. 3, 1957.
11. Kiss J. Vertige vegetal dans la bauxite de Gant. – Acta Geol. Ac. Sci. Hung. Tom. II. fasc. 1–2, 1954.
12. Lehmann H. Karstentwicklung in den Tropen. Umschau, 53, No. 18, S. 559–562, 1953.
13. Lehmann H. Der tropische Kegelkarst auf den Grossen Antillen, Erdkunde, B. VIII. H. 2., 1954.
14. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области, Пермь, 1958.
15. Максимович Г. А. Карст Австралии. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
16. Максимович Г. А. Карст Южной Америки. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
17. Sunartadirdja M. A., Lehmann H. Der tropische Karst von Maros und Nord-Bone in SW-Celebes (Sulawesi), Intern. Beitrage zur Karstmorphologie, Zeitschr. f. Geomorph. Suppl. 2, 1960.
18. Vadasz E. Bauxitföldtan (Геология бокситов). Budapest, 1951.
19. Varju Gy. A pilisi tuzallo agyagok helyzeterol (О положении Пилишских огнеупорных глин), kezirat, 1955.
20. Wissmann H. Der Karst der humiden heissen und sommerheissen Gebiete Ostasiens. Erdkunde, No. 2, S. 122–130, 1954.

**Л. А. Шимановский**  
**ФОРМИРОВАНИЕ И СТОК КАРСТОВЫХ ВОД**  
**УФИМСКОГО ПЛАТО**

Уфимское плато является классическим примером карстового массива и представляет крупный бассейн карстовых вод. Гидрогеология его и вопросы подземного стока освещены в работах ряда исследователей.

В. А. Варсанофьева [4] на примере Уфимского плато в зависимости от геологической истории, цикла и времени карстования дала схему развития карстовой гидрогеологии от отдельных карстовых водотоков до связанного водоносного горизонта. В. А. Весновский [5] обратил внимание на роль подземных рек – концентрированных карстовых водотоков в гидрогеологии плато. В. С. Лукин [10] рассмотрел некоторые особенности стока в долинах Кунгурского района и отметил наличие подруслых, поддолинных и бортовых подземных потоков. Н. Д. Буданов [2, 3] установил роль новейших тектонических разломов в формировании стока подземных вод. О роли разломов в гидрогеологии Уфимского плато писали А. И. Силин-Бекчурин [17] и автор [26, 27].

Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, А. В. Турышев и автор рассматривают схемы стока и разгрузки карстовых вод. Г. А. Максимовичем [12, 14, 15] карстовая область Уфимского вала между рр. Иренью, Сылвой и Иргиней отнесена к типу двустороннего стока. К. А. Горбунова [6, 8] детально изучила характер стока и разгрузки карстовых вод восточной окраины плато. И. А. Шимановской и автором в 1956 г. описана схема циркуляции карстовых вод северной части Уфимского плато и подтверждено высказанное ранее Г. А. Максимовичем положение о стоке вод на запад и на восток [28]. В 1958 г. опубликовано

ликована схематическая гидрогеологическая карта с зонами разгрузки и линией гидрогеологического водораздела [25], показаны направления стока карстовых вод основного кунгурско-артинского карбонатного и перекрывающего его иренского водоносных комплексов. В 1962 г. А. В. Турышев [23, 24] публикует схему стока северной части плато. В этих работах дана характеристика сульфатной и карбонатной насыщенности вод и в ряде случаев успешно объяснены особенности гидрогеологии и карста. Однако А. В. Турышев несколько недооценивает роль водоупоров и трещиноватости, без которой, как известно [19], не могут развиваться карстовые процессы и горизонты карстовых вод. Повторяя схемы циркуляции и разгрузки карстовых вод предыдущих исследователей, он в основном подтверждает выводы Г. А. Максимовича, автора статьи и И. А. Шимановской о двустороннем характере стока.

Дальнейшее исследование питания, стока и разгрузки карстовых вод и изучение центральной части Уфимского плато позволили автору сделать некоторые дополнения к произведенным ранее выводам.

В питании карстовых вод Уфимского плато можно выделить несколько источников. Основным являются атмосферные осадки, 60–70 % которых выпадает в теплое время года [9, 29]. Окаймляющие Уфимское плато с запада и востока территории, сложенные терригенными породами, характеризуются преобладанием поверхностного стока над подземным, а в пределах самого плато, сложенного карстующимися породами, подземный сток достигает 70 % от общего [1]. Подтверждением этому служат наблюдения за стоком и поглощением талых вод в карстовых воронках, проведенные экспедицией Теплоэлектропроекта. Из 287 воронок, находившихся под наблюдением, 25 % обладает хорошей поглощаемостью талых вод. В воронках 3, 13, 42, 81 (рис. 1) поглощение талых вод происходило интенсивно: за один-два месяца воронки осушаются полностью. Колебания, связанные с испарением и выпадением осадков, имеют кривую другого характера (воронки 77, 82, 94).

Кроме основного существуют дополнительные или второстепенные источники питания. Они могут быть постоянными и непостоянными. Это озера и реки, питающие карстовые воды [25]. Некоторое пополнение подземных вод происходит за счет конденсации, которая в южных районах имеет большое значение и даже обеспечивает водоснабжение [18, 22]. В районе Уфимского плато она по-видимому незначительна. В Кунгурской пещере в летние периоды конденсируется до 0,92 т/сутки влаги [11].

Для подземных вод закарстованного иренского водоносного комплекса области распространения и питания совпадают. Только на отдельных участках область распространения, т. е. стока или транзита, значительно шире. На водоразделе рек

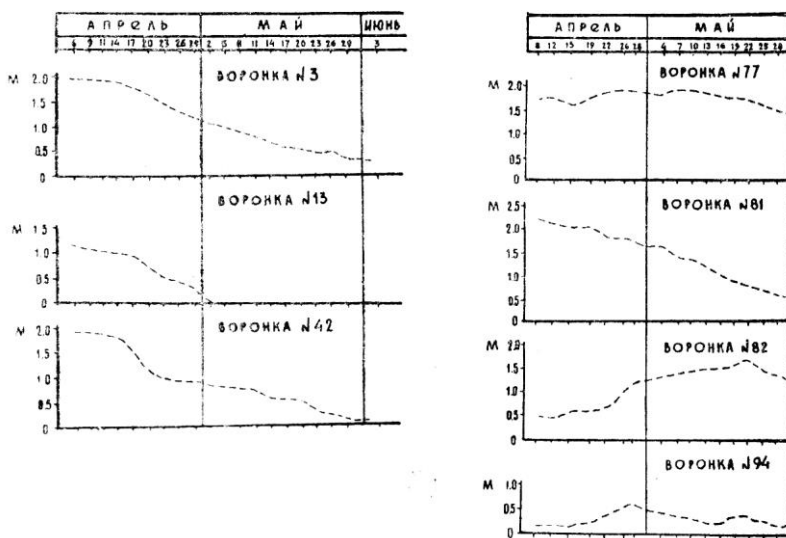


Рис. 1. Изменение уровня талых и дождевых вод в карстовых воронках Уфимского плато (по В. В. Бузунову, 1954).

Атера и Тюя питание происходит к востоку от Атера, а разгрузка – в долине Тюя (рис. 2). Выходы на поверхность кунгурско-артинского водоносного комплекса, включая площадь распространения карстовой брекчии являются одновременно областью питания и стока. Эта территория служит также областью питания для кунгурско-артинского комплекса, перекрытого гипсами, и для вод более глубоких горизонтов.

Наряду с равномерной инфильтрацией по небольшим трещинам и понорам в крупных трещинных зонах, разломах происходит интенсивная инфлюация осадков. Трещинные зоны и связанные с ними лога, сухие долины и овраги являются очагами интенсивного современного поступления атмосферных вод. Так, в тоннель железнодорожной линии Казань – Свердловск, проходящем под тремя логами, было отмечено поступление воды по трещинам. После вырубки леса приток уменьшился. Таким образом, области питания тесно связаны с зонами поверхностной и вертикальной нисходящей циркуляции. При чем при детальных исследованиях могут быть выделены

очаги интенсивного и постоянного питания карстовых вод, а также участки, где области питания и стока совпадают или не совпадают.

**Типы стока.** Осадки, выпадая на сильно закарстованные гипсы, доломиты и известняки, по трещинам, понорам, через карстовые воронки проникают вглубь массива, образуя зону вертикальной нисходящей циркуляции. Достигая уровня базиса или водоупорных прослоев, просочившиеся в массив воды меняют направление движения и образуют зону горизонтальной циркуляции. В иренских гипсах она представлена лунежским водоносным горизонтом, обусловленным наличием туйского водоупора, и разобщенными карстовыми водотоками нижней части иренской свиты.

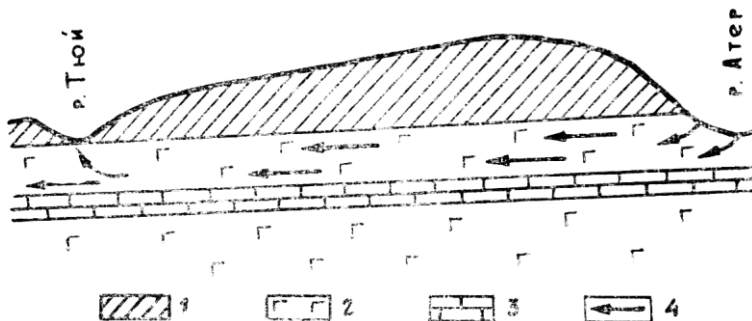


Рис. 2. Схема циркуляции карстовых вод на водоразделе рек Атер-Тюй: 1 – некарстующиеся песчано-глинистые породы Соликамского горизонта, 2 – гипсы иренского горизонта, 3 – туйские известняки, 4 – направление движения карстовых вод.

В филипповских доломитах и артинских известняках сток осуществляется по сети сообщающихся трещин и пустот, которые и определили в северной части плато наличие единого водоносного горизонта. Это соответствует современным представлениям, впервые высказанным В. А. Варсановьевой в 1915 г. [4] о зоне горизонтальной циркуляции в карстующихся массивах, длительное время находящихся в континентальных условиях. Однако наличие на севере, наряду с сетью сообщающихся равномерно насыщенных водой трещин и пустот, крупных концентрированных водотоков, преобладание в центре площади концентрированных водотоков, приуроченных к зонам новейших разломов [2, 3, 23, 26, 27], говорит о том, что, на развитие зоны горизонтальной циркуляции вод оказывают влияние другие факторы. Для уфимского плато это неотекто-

нические разломы, которые обусловили локализацию подземных вод в трещинных зонах [2, 3, 26, 27].

В образовании концентрированных разобщенных водотоков в гипсах значительную роль играет большая скорость растворения [23, 24]. Это говорит о том, что в вопросе о характере зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод известно положение В. А. Варсанофьевой [4] о том, что «в карстующихся массивах, долгое время находящихся в континентальных условиях, вырабатывается сеть сообщающихся обводненных трещин, каналов и пустот, а весь ход гидрографической эволюции карстовых стран представляется постепенным переходом от обособленных водотоков к режиму грунтовых вод» в целом остается правильным, но требует дополнения. А именно: при наличии новейших тектонических движений, приводящих к образованию разломов и трещинных зон, роль концентрированных водотоков в гидрогеологии карстовых стран с течением времени может не уменьшаться, а возрастать, как это показано для центральной части Уфимского плато.

Наличие трещинных зон и приуроченных к ним концентрированных водотоков определяет различную водообильность и неравномерное распределение ресурсов карстовых вод. Так, для кунгурско-артинского водоносного комплекса модуль подземного стока  $0,3\text{--}0,4 \text{ л/сек. км}^2$ , для трещинных зон линейный модуль достигает  $18\text{--}24 \text{ л/сек. км}^2$ , а средний, по данным К. А. Горбуновой и Г. А. Максимовича [6, 15], составляет  $3,3 \text{ л/сек. км}^2$ .

Карстовые воды образуют сложный бассейн с двусторонним стоком в северной части и центробежным в центральной. Двусторонний сток характерен для водораздела Сылвы и Ирени. Он обусловлен падением пород и положением базисов карстовых вод по окраинам плато. На востоке базисами являются реки Сылва, Иргина, их поддолинные потоки и продольный подземный поток зоны замещения [25] пород. На западе сток происходит в реки Ирень, Уяс и их поддолинные потоки.

В центральной части плато, подчиняясь падению пород и положению карстовых базисов в долинах рек Уфы, Сарса и Шуртана, воды стекают в четыре стороны: от центра на север к Шуртану и верховьям Сарса, на восток и на юг к Уфе и на запад к Сарсу. Водораздельный участок Сарс-Тюй возможно тоже надо рассматривать как самостоятельный бассейн с центробежным стоком.

Направление движения вод в сфере влияния промежуточных базисов может меняться и не соответствовать общему направлению стока. В целом для севера сток двусторонний, а



для центральной части плато – центробежный. Схема стока осложняется и в районе г. Кунгура, где в Сылву впадают Шаква, Ирень, Бабка. Здесь возможно имеются участки с центростремительным типом стока. Однако этот вопрос требует дополнительного изучения. Схема разгрузки карстовых вод Уфимского плато показана на рис. 3.

Уфимское плато представляет сложный гидрогеологический массив. Известные типы подземного стока карстовых областей Г. А. Максимовича [13] необходимо дополнить сложным типом, где в одном карстующемся массиве сочетаются двусторонний и центробежный стоки.

Гидродинамический тип профиля Уфимского плато по Г. А. Максимовичу [12], характеризуется наличием всех основных зон. Характер стока и разгрузки карстовых вод зависит от характера и наличия гидродинамических зон. Зона поверхностной циркуляции развита повсеместно, но проявляется различно. В области распространения известняков и доломитов центральной части вала, стекающие воды образуют конусообразные расширения понор, что приводит к формированию коррозионно-эрозионных воронок и эрозионно-карстовых логов. Поноры часто заилены и поэтому в воронках образуются карстовые озера. В гипсах и ангидритах западного крыла Уфимского вала в зоне поверхностной циркуляции образуются карры. Их можно наблюдать в обнажениях по склонам долин рек Ирени, Уяса, Судинки.

Зона вертикальной нисходящей циркуляции карстовых вод с периодическим увлажнением развита почти повсеместно и отличается различной мощностью и сложностью. Существование ее обусловлено вертикальными трещинами. Наибольшая величина зоны приурочена к центральной и восточной частям плато, обладающими наибольшими отметками и глубиной расчленения рельефа. Судя по гидрогеологическим скважинам, здесь она составляет 70–100 м, а на западной окраине 30–60 м.

Трещины, напластования и прослои менее растворимых в воде пород определили существование подвешенных карстовых вод. При бурении в д. Голдыри, где зона вертикальной циркуляции 76–80 м, на глубине 19–20 м были встречены воды, циркулирующие по горизонтальным трещинам напластования в доломитизированных известняках филипповской свиты. Зона вертикальной циркуляции отсутствует на отдельных участках, как например, на водоразделе Ария и Тюя и в зоне замещения карстующихся пород плато терригенными породами Предуральяского прогиба

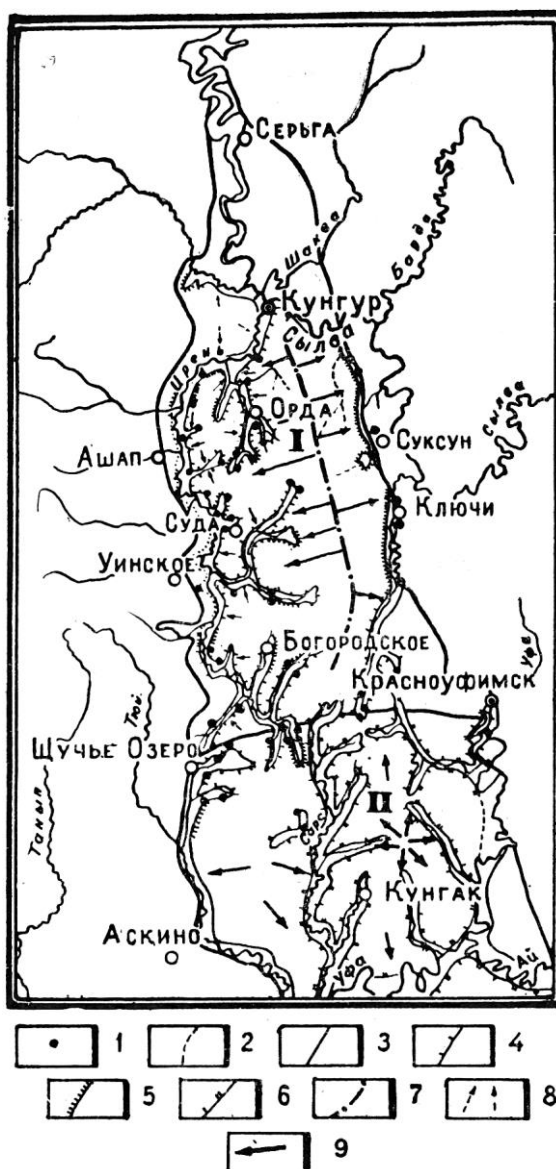


Рис. 3. Схема стока и разгрузки карстовых вод Уфимского плато:  
 1 – источники, 2 – зоны подземной разгрузки; границы зон разгрузки с дебитами источников:  
 3 – до 1 л/сек, 4 – до 10 л/сек, 5 – более 10 л/сек, 6 – с резким колебанием дебита,  
 7 – гидрогеологический водораздел. Основное направление движения карстовых вод:  
 8 – иренского водоносного комплекса, 9 – кунгурско-артинского карбонатного водоносного  
 комплекса. I – зона двустороннего стока, II – зона центробежного стока.

Зона горизонтальной циркуляции на Уфимском плато очень сложна. Ее особенности освещены при рассмотрении типов стока.

Зона сифонной циркуляции распространена широко и связана с вертикальными, главным образом, тектоническими трещинами, и с местами их пересечения. Она устанавливается по наличию крупных восходящих источников, располагающихся выше базисов карста, на их уровне или в руслах рек. Такие источники наблюдаются в сухих долинах Кишертки у с. Низкое, Суксунчика у пос. Суксун, у с. Б. Ключи в устьях сухих логов.

На западном склоне плато зона сифонной циркуляции установлена в доломитах (долина р. Сарс) и в гипсах долин рр. Кунгура, Ирени, Ария и т. п. Наиболее крупные источники находятся в устьях логов или долин рек, обусловленных наличием трещинных зон. Так, два восходящих источника у д. Голухино (дебит 20 л/сек) расположены в месте пересечения двух трещинных зон. Одна имеет направление 30°, к ней приурочена долина р. Кормиловки, другая почти меридиональная, с ней связана долина р. Кунгур. Масса крупных восходящих источников находится в долинах Ирени, Уяса, Ария, в местах впадения в них крупных логов. Эти лога также приурочены к трещинным зонам [26, 27].

В сифонную циркуляцию при помощи глубоких тектонических трещин вовлекаются и воды зоны глубинной циркуляции, находящиеся в условиях затрудненного водообмена. Таковы, например, восходящие источники сероводородных вод в долине р. Иргины у курорта Б. Ключи, в долине р. Суксунчик у пос. Суксун, в долине р. Ирени у д. Самарово.

Зона глубинной циркуляции характеризуется движением подземных вод ниже речных долин и подрусловых пустот в направлении крупных региональных базисов разгрузки. На территории Уфимского плато к этой зоне относятся воды артинских, сакмарских и каменноугольных известняков, а на северном и западном погружении вала также и воды филипповских доломитов. Наличие этой зоны устанавливается многочисленными скважинами. Это высоконапорные сильно минерализованные хлоридные рассолы.

На отдельных участках отсутствует зона вертикальной циркуляции (водораздел Туй-Арий), но в целом Уфимское плато характеризуется наличием всех гидродинамических зон. При более детальных работах отдельные участки могут быть выделены по типам гидродинамического профиля.

**Институт карстоведения и спелеологии**

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Балков В. А. Влияние карста на режим стока рек юго-восточной части Пермской области. Зап. Пермск. отд. Географ. об-ва СССР, вып. 1, Пермь, 1960.
2. Буданов Н. Д. Роль новейшей тектоники и связанных с ней трещинных нарушений в гидрогеологии Урала. Сов. геол., № 58, 1958.
3. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. М., 1964.
4. Варсанофьева В. А. О карстовых явлениях северной части Уфимского плоскогорья. Землеведение, т. 22, кн. 4, 1915.
5. Весновский В. А. Подземные реки Урала. Мат. по изучению Камского Приуралья, вып. 1, Пермь, 1928.
6. Горбунова К. А. К характеристике Ключевского участка Кишертско-Суксунского карстового района. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. XIV, вып. 1, Пермь, 1959.
7. Горбунова К. А. Формирование карстовых брекчий восточного крыла Уфимского вала в свете гидрогеологических данных. Изв. ВУЗ-ов Геология и разведка, № 10, 1960.
8. Горбунова К. А. Опыт детальных гидрогеологических исследований карста на примере восточного крыла Уфимского вала. Методика изучения карста, вып. 6, Пермь, 1963.
9. Климатический справочник СССР. ГИМИЗ, 1964.
10. Лукин В. С. Особенности стока и карстовых процессов в долинах Кунгурского района. Тезисы доклада Московского совещания по изучению карста. Вып. 8, М. 1956.
11. Лукин В. С. Наблюдения над воздушным режимом закарстованных массивов на примере Кунгурской ледяной пещеры. Тр. ин-та геол. УФАН. Вып. 62, Свердловск, 1962.
12. Максимович Г. А. Основные типы гидрогеологических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. ДАН СССР, т. 112, № 3, 1957.
13. Максимович Г. А. Основные типы и модуль подземного стока карстовых областей. ДАН СССР, т. 128, № 5, 1959.
14. Максимович Г. А. Основы карстования. Т. 1, Пермь, 1963.
15. Максимович Г. А. Некоторые особенности гидрогеологии карста. Методика изучения карста. Вып. 6, Пермь, 1963.
16. Максимович Г. А., Балков В. А. Водный баланс и подземный сток Урала. БМОИП, отд. геолог., т. XXXVIII, вып. 5, 1963.
17. Силин-Бекчуринов А. И. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала. Тр. лаб. гидрогеол. пробл. АН СССР, т. 4, М., 1949.
18. Славянов В. И. О естественных конденсаторах горных склонов и возможности применения конденсаторов для малодобитного водоснабжения. Вопр. изуч. подз. вод и инж.-геол. проц. (сб. ст.). Изд. АН СССР, М., 1955.
19. Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Госгеолтехиздат, 1962.
20. Толстихина М. М. Подземные воды и карстовые процессы центральной части Уфимского плато. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 93, 1932.
21. Троицкий В. А. Гидрологическое районирование СССР. Изд. АН СССР, 1948.
22. Тугаринов В. В. Некоторые результаты изучения конденсации водяных паров из воздуха. Вопр. изуч. подз. вод и инж. геол. проц. (сб. ст.). Изд. АН СССР, М., 1955.
23. Турышев А. В. К вопросу изучения интенсивности развития карста гидрохимическим методом. Тр. ин-та геологии, УФАН, вып. 2, Свердловск, 1962.

24. Турышев А. В. Особенности подземного стока и разгрузки трещинно-карстовых вод северной части Уфимского плато. Тр. ин-та геологии, УФАИ, вып. 62, Свердловск, 1962.
25. Шимановский Л. А. Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможность их использования, Пермь, 1958.
26. Шимановский Л. А. Тектоническая трещиноватость Уфимского плато и ее роль в формировании рельефа. Мат. 6 Всеуральского совещания по вопр. геогр. и охр. природы, Уфа, 1961.
27. Шимановский Л. А. Изучение карста при мелкомасштабных гидрогеологических съемках на примере Уфимского плато и прилегающей территории. Методика изучения карста. Вып. 6, Пермь, 1963.
28. Шимановская И. А., Шимановский Л. А. Гидрогеологические условия и источники водоснабжения сельскохозяйственных районов Пермской области в пределах северной части Уфимского плоскогорья. Водосн. сельскохоз. районов Урала и Зауралья. Сб. ст. Госгеолтехиздат, 1956.
29. Шкляев А. С., Балков В. А. Климат Пермской области, Пермь, 1963.

**Ю. М. Гуревич**  
**УСЛОВИЯ ПОДЗЕМНОГО КАРСТОВОГО СТОКА**  
**СИЛУРИЙСКОГО ПЛАТО**

Силурийское плато — это площадь распространения известняков ордовикского возраста, расположенная на западе Ленинградской области между гг. Красное Село и Кингисепп. Орографически плато представляет куполообразную возвышенность с максимальными абсолютными отметками в центральной части до 160–170 м, ограниченную на севере и северо-западе глинт-уступом высотой от 30 до 70 м. Глинт одновременно является северной границей развития известняков. В других направлениях склоны плато полого понижаются и переходят в равнинную поверхность. Многочисленные источники, вытекающие из известняков, дают начало притокам р. Луга, урез воды которой у г. Кингисеппа находится на абсолютной отметке около 30 м.

Залегающие почти горизонтально (падение на юг под углом 15–20°) ордовикские отложения представлены преимущественно известняками и в меньшей степени доломитами. Подстилаются они пачкой песчано-глинистых отложений кембро-ордовика и стратиграфически ниже залегающей толщей синих кембрийских глин, являющихся региональным водупором.

Мощность толщи известняков увеличивается с севера на юг, от 10–15 м у глинта и до 140 м в районе д. Реполка. С поверхности известняки покрыты валунными суглинками или флювиогляциальными песками. Мощность покрова четвертичных отложений не превышает 0,5–7 м.

Для известняков характерны вертикальные трещины северо-западного и северо-восточного простирания, трещины на-

пластования и выветривания. Последние, по керну скважин и обнажениям карьеров, прослеживаются на глубину до 30 м от поверхности земли.

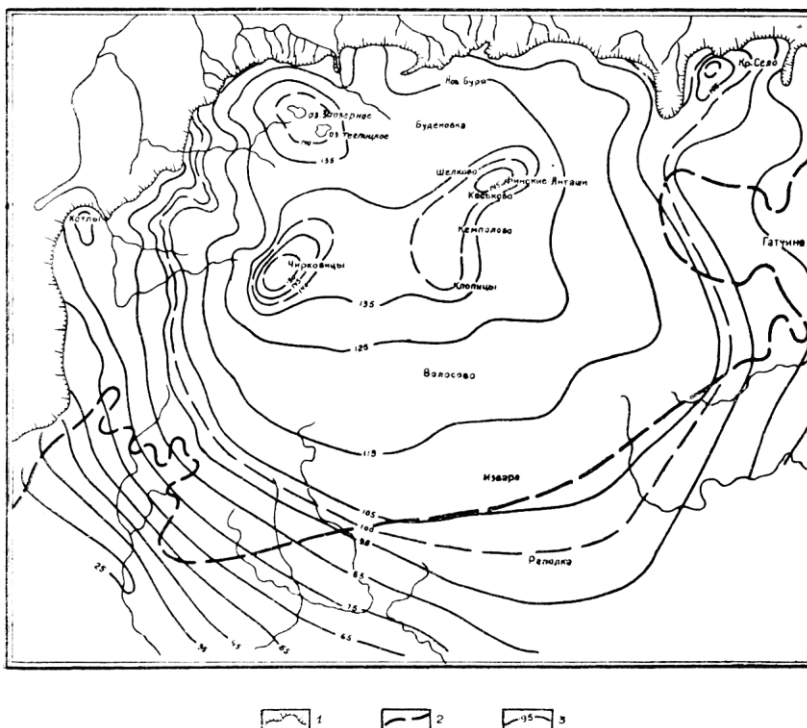


Рис. 1. Карта гидроизогипс Силурийского плато: 1 – глинт, 2 – северная граница распространения отложений девонского возраста, 3 – гидроизогипсы в абсолютных отметках.

Интенсивная трещиноватость известняков способствовала развитию в них карстовых явлений, представленных на поверхности воронками, сухими логами, небольшими по протяженности слепыми долинами. Карстовые пустоты обнаружены при бурении в верхней части разреза известняков на глубине 60–70 м и ниже. Величина скважности изменяется от 7–8 % в верхней приповерхностной части разреза до 1 % в наиболее глубоких частях.

Отмечаемые дальше закономерности подземного стока карстовых вод основываются на данных многолетних режимных наблюдений, произведенных на источниках, наблюдательных

скважинах в пределах Силурийского плато за период 1951–1964 гг.

Направление движения трещинно-карстовых вод. По условиям залегания и циркуляции подземные воды известняков ордовика относятся к типу трещинно-карстовых. Наличие интенсивной трещиноватости способствует гидравлической связи между отдельными карстовыми полостями и их системами.

Карта гидроизогипс (рис. 1) составлена по 110 наблюдательным пунктам для зимней межени в марте. Наблюдается тесная зависимость положения зеркала подземных вод от гипсометрии поверхности земли. В целом гидроизогипсы по площади воспроизводят купол, свод которого соответствует центральной части плато. В пределах наиболее возвышенной области подземного водораздела, ограниченной гидроизогипсой 125 м, имеются водоразделы второго порядка, совпадающие с локальными возвышенностями рельефа: западнее г. Красное Село, район озер Теглицкое и Заозерское и к югу от пос. Котлы.

Карты гидроизогипс, составленные для различных периодов года, показывают, что движение трещинно-карстовых вод в верхней части закарстованного массива, до глубины вреза речной сети, происходит от центральной к краевым частям. Это явление обусловлено разгрузкой подземного стока многочисленными источниками, расположенными по периферии плато, а также долинами рр. Луга, Ижора, Оредеж и др. Подземные воды, частично проникая ниже уровня речных долин, вовлекаются в общий региональный сток, независимый от местных факторов дренажа и ориентированный на юг в направлении пологого погружения известняково-доломитовой толщи.

Движение карстовых вод от центра к периферии закарстованного массива Г. А. Максимович [5, 6] называет центробежным типом карстового стока. Для Силурийского плато этот тип характерен для верхней части массива, где карстовые воды находятся в сфере воздействия источников и речных долин.

Гидродинамические зоны карста. Основываясь на схеме гидродинамической зональности карстовых вод Г. А. Максимовича [5, 6], в вертикальном разрезе известняков и доломитов ордовика можно проследить сверху вниз четыре основные зоны трещинно-карстовых вод.

А. Зона вертикальной нисходящей циркуляции. Расположена она непосредственно ниже поверхности земли и отвечает зоне аэрации. Величина коэффициента закарстованности со-



ставляет 7–8 %. Мощность зоны 6–18 м, но в южном направлении она сокращается и даже полностью выпадает из разреза вследствие изоляции с поверхности ордовикских известняков некарстующимися мергелями среднедевонского возраста. Нижняя граница зоны совпадает с зеркалом подземных вод и с учетом четвертичных отложений находится на глубине 6–25 м.

Б. Зона периодического колебания уровня трещинно-карстовых вод. Коэффициент закарстованности 3–5 %. Мощность зоны непостоянна в течение года и меняется от 0 до 10–15 м. Характеризуется зона нисходящим вертикальным движением при низком стоянии уровня и горизонтальным, в сторону областей разгрузки, движением подземных вод.

В. Зона горизонтальной циркуляции в условиях Силурийского плато характеризуется интенсивным локальным стоком. Разгрузка подземных вод данной и вышерасположенной гидродинамических зон осуществляется многочисленными источниками только в пределах периферийной части плато. Коэффициент закарстованности 3–5 %. Мощность зон Б и В по площади и в зависимости от сезона изменяется от долей метра в районе глинта до 30–40 м на юге.

Г. Зона трещинно-карстовых вод глубинной циркуляции или регионального подземного стока. Отличительной особенностью ее является повсеместная обводненность и общая ориентация подземного потока в сторону. Коэффициент закарстованности не более 1 %. Мощность зоны в пределах южной части плато достигает 100 м.

Расчленение толщи ордовикских отложений на гидродинамические зоны отражает динамику подземного стока и подтверждается многолетним циклом режимных наблюдений.

Уровенный режим трещинно-карстовых вод. Многолетние данные по водному балансу Силурийского плато показывают, что 70–90 % количества годовых осадков, первоначально поступающих в зону вертикальной циркуляции, расходуются в виде родникового стока многочисленными источниками и только 10–30 % инфильтрационной воды проникает ниже уровня местных базисов эрозии и включается в общий региональный подземный сток. Колебания уровня отражают режим только верхней части гидрогеологического разреза, для которой характерно наличие функциональной связи между дебитами источников и изменениями уровня поверхности подземных вод.

Важными условиями, способствующими пополнению трещинно-карстовых вод, помимо значительной скважности самих известняков, являются: широкое распространение поверх-

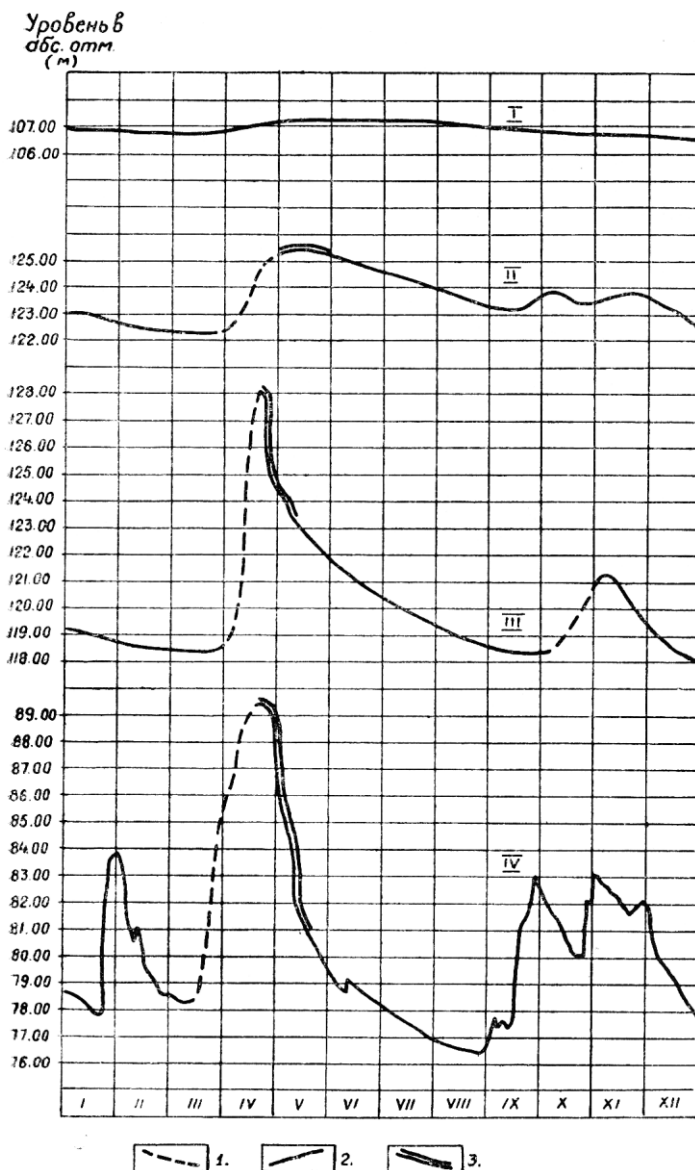


Рис. 2. Типовые графики годового колебания уровня трещинно-карстовых вод: 1 – весенний и осенний подъем, 2 – длительный спад уровня, 3 – перераспределение подземных вод.  
I, II, III, IV – типы режима трещинно-карстовых вод.

ностных форм карста, в частности активно поглощающих карстовых воронок, и незначительная мощность покрова четвертичных отложений особенно там, где они представлены только флювиогляциальными песками. Все это способствует переводу поверхностного стока в подземный. В пределах центральной части плато речная сеть полностью отсутствует.

Наиболее значительное пополнение ордовикского горизонта происходит в весенний и осенний периоды. После оттаивания четвертичных отложений большая масса воды, образовавшейся в результате таяния снегового покрова, проникает на глубину и резко повышает уровень трещинно-карстовых вод. Осеннее питание, количественно менее значительное, определяется осадками, выпадающими в виде дождей (рис. 2).

**Типы уровневого режима трещинно-карстовых вод**

| Тип                   | $K_n = \frac{H_{\text{макс.}}}{H_{\text{мин.}}}$<br>(среднегодовое) | Амплитуда<br>весеннего<br>подъема, м | Длительность<br>стояния, сут. | Площади наиболее<br>характерного<br>проявления режима |
|-----------------------|---------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|-------------------------------|-------------------------------------------------------|
| 1. Устойчивый         | 1,00–1,02                                                           | 0,5–1,5                              | 30–60                         | Южная часть плато                                     |
| 2. Малоустойчивый     | 1,02–1,04                                                           | 2–5                                  | 16–25                         | Преимущественно<br>центральная часть                  |
| 3. Неустойчивый       | 1,04–1,08                                                           | 5–10                                 | 4–11                          | Периферийная<br>часть                                 |
| 4. Резко неустойчивый | 1,1                                                                 | 10                                   | 3–5                           | Северо-западная<br>часть плато                        |

Устойчивый тип режима свойственен подземным водам в южной части плато, где известняки перекрыты мергелями среднедевонского возраста. Величина  $K_n$  здесь уменьшается

В. К. Колотильщикова [4], В. Г. Богачев [1] установили в пределах Силурийского плато четыре группы участков, различных по режиму. Сохраняя преемственность, мы выделяем то же количество типов режима (см. табл.), используя при этом три основных критерия: 1) отношение максимального положения уровня к минимальному (годовое и среднегодовое) – коэффициент неравномерности ( $K_n$ ); 2) амплитуду весеннего подъема уровня<sup>1</sup>; 3) длительность максимального уровня.

вследствие затрудненной инфильтрации осадков и перехода свободной водной поверхности в напорную. Малоустойчивый тип режима характерен для периферийных участков плато. Неустойчивый – для водораздельной части плато, где зеркало подземных вод занимает наиболее высокое гипсометрическое положение. Резко неустойчивый режим наблюдается в северо-западной предглинтовой полосе шириной до 5 км. Значительной амплитуде колебания уровня здесь способствует небольшая мощность четвертичного покрова и сокращение мощности самих известняков.

---

<sup>1</sup> Амплитуда весеннего подъема в основном определяет годовую. Это правило нарушается в годы с теплой зимой, способствующей инфильтрации осадков, или при большом дефиците влаги летом, когда летний уровень опускается ниже зимнего.

Поглощенные атмосферные осадки быстро выносятся вновь на поверхность находящимися здесь источниками.

На типовых графиках годового колебания уровня трещинно-карстовых вод (рис. 2) прослеживаются два пика подъема (весна, осень), последующие периоды спада и период перераспределения, наиболее четко проявляющийся на участках малоустойчивого и неустойчивого режимов. Инфильтрация талых вод через покров четвертичных отложений незначительной мощности, поглощение поверхностного стока многочисленными воронками влекут за собой одновременное повышение уровня трещинно-карстовых вод на всей территории плато, но амплитуда подъема остается различной на смежных площадях.

Наиболее существенную роль в этом отношении играет величина закарстованности и трещиноватости известняков. Повышение уровня подземных вод, имеющих общий уклон в сторону областей разгрузки, неодинаково на отдельных участках даже при условии учета естественной разгрузки и одинакового количества атмосферных осадков, проникших на глубину. В этом случае наиболее высокое стояние уровня будет в слабо закарстованных известняках и, наоборот, низкое на участках, значительно и сильно закарстованных [2].

На участках с малой закарстованностью происходит быстрое формирование весеннего и осеннего пиков значительной амплитуды (малоустойчивый тип режима). Благодаря интенсивному оттоку воды через 3–5 суток, уровень начинает падать в сторону участков с высокой закарстованностью и, следовательно, с гипсометрически более низким в этот момент стоянием уровня. Положение уровня зависит здесь от количества транзитно поступающей и проникающей непосредственно с поверхности воды.

Благодаря большой емкости известняков, на участках высокой закарстованности накапливаются значительные массы воды, превышающие фильтрационную способность трещин и карстовых каналов. Вследствие этого максимальное стояние

уровня задерживается здесь на 16–25 дней (малоустойчивый тип режима). В результате подобного перераспределения подземных вод между участками с различной степенью скважности происходит сглаживание пиков с последующим выравниванием зеркала и установлением постоянного уклона в сторону разгрузки (рис. 3).

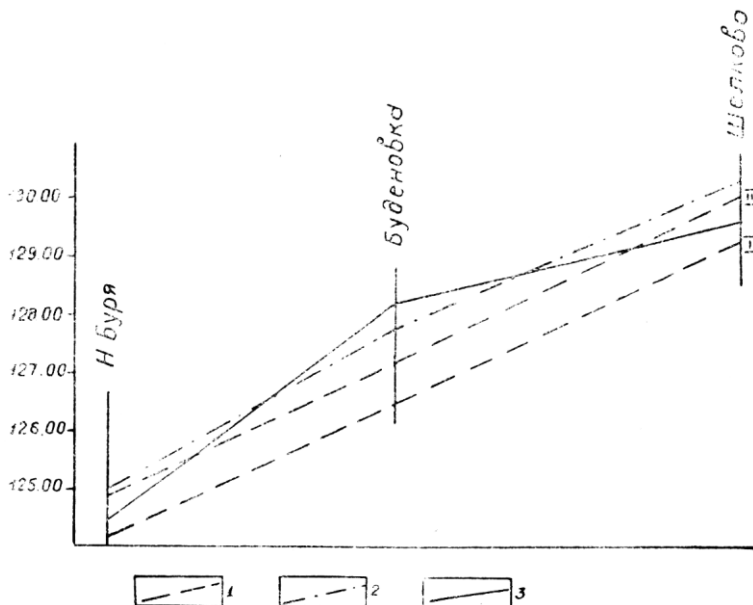


Рис. 3. Принципиальная схема положения зеркала трещинно-карстовых вод в различные периоды: 1 – уровень в зимний (I) и летний (II) периоды; 2 – уровень в период перераспределения; 3 – максимальное положение уровня (д. Буденновка).

В дальнейшем наступает период длительного спада уровня, который подчинен уравнению Буссинеска-Майэ [3] и не зависит от метеорологических факторов. В этот период нарушение уровенного режима может быть вызвано только продолжительными оттепелями или обильными летними осадками при одновременном резком понижении температуры.

**З а к л ю ч е н и е .** Отличительной особенностью гидрогеологии карста Силурийского плато является наличие в ордовикских известняках общего, гидравлически связанного зеркала подземных вод. Очевидно, это явление характерно только для верхней части закарстованного массива, где, помимо карсто-

вых полостей, наиболее интенсивно и сравнительно равномерно развита трещиноватость. Приуроченность общего зеркала подземных вод только к верхней части закарстованного массива подтверждается фактом прекращения деятельности некоторых источников с абс. отметками выхода 110–115 м при наиболее глубоком сезонном понижении уровня воды\*.

Толща известняков в вертикальном разрезе характеризуется четырьмя гидродинамическими зонами карстовых вод: вертикальной нисходящей циркуляции, периодического колебания уровня, горизонтальной циркуляции и зоной глубинной циркуляции. Выявленная гидродинамическая зональность трещинно-карстовых вод отражает условия разгрузки подземного потока. Основная его часть, составляющая 70–90 % общего количества атмосферных осадков, проникших на глубину, дренируется многочисленными источниками и долиной р. Луга. Остальная часть включается в общий региональный сток, ориентированный в южном направлении в сторону, и подземные воды приобретают напорный характер.

Уровенный режим подземных вод находится в непосредственной зависимости от величины скважности известняков. Исключение составляют участки, расположенные в области влияния напорных вод (южная часть плато) или в зоне резкого уменьшения мощности известняков (северо-западная часть плато). Тесная зависимость изменения амплитуды весеннего подъема уровня от величины скважности известняков дает возможность районирования изученной территории на основе количественной оценки величины ее закарстованности.

**Силурийская гидрогеологическая станция,  
г. Ленинград**

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Богачев В. Г. Методы прогноза режима подземных вод Силурийского плато. Сб. Вопросы изучения и прогноза режима подземных вод. Недра, М., 1964.
2. Гуревич Ю. М. Определение коэффициента скважности известняков Силурийского плато. Доклады на X конференции мл. научн. сотрудников, аспирантов и инженеров ВСЕГИНГЕО (в печати).
3. Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. Гостеолиздат, М., 1943.
4. Колотильщикова В. К. Режим карстовых вод Силурийского плато. Специальные вопросы карстоведения АН СССР, М., 1962.
5. Максимович Г. А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока. Специальные вопросы карстоведения АН СССР, М., 1962.
6. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. 1, Пермь, 1963.

---

\* Это явление может быть объяснено и прекращением действия родников зоны Б. Ред.

**Е. А. Лушников**  
**О ВЛИЯНИИ СОСТАВА ПОРОД И КАРСТОВЫХ**  
**ЯВЛЕНИЙ НА ДЕНУДАЦИЮ РЕК УРАЛА**

Величина механической и химической денудации рек Урала зависит от многих природных факторов, в том числе от химического и минералогического состава пород и почв, с которыми контактируют поверхностные и подземные воды, питающие реки.

Разрушаемость пород определяется их механической прочностью и растворимостью в воде [1, 6, 8], что зависит от состава породы, ее структуры и текстуры.

Растворимость минералов в воде увеличивается при повышении температуры, содержания в ней углекислоты и органических кислот [1, 6, 7, 9]. Поэтому на Урале процессы химического выветривания горных пород наиболее интенсивны в теплые и влажные периоды года.

В умеренно-континентальном климате Урала и Приуралья с достаточным увлажнением наиболее устойчивыми к разрушению и растворению являются массивные магматические и метаморфические породы, состоящие из силикатов и кварца. Менее устойчивы осадочные и некоторые метаморфические породы, особенно слабо сцементированные, сильно сланцеватые или состоящие из легко растворимых в воде минералов. В результате выветривание пород различного состава, даже при близких климатических условиях, происходит с неодинаковой интенсивностью, что отражается на величине химического и механического стока рек Урала.

Вынос минеральных веществ из зоны выветривания зависит от миграционной способности элементов [4, 5]. На Урале реками наиболее энергично выносятся карбонаты, сульфаты и хлориды. Значителен вынос кремнезема и органических веществ.

**Распределение химического и механического стока рек Урала в зависимости от состава пород и карстовых явлений**

| № п. п. | Области преобладающего распространения типов пород и карста                                            | Примеры рек                                                                                 | Модули жидкого стока, л/сек с 1 км <sup>2</sup> | Минерализация речных вод, мг/л | Мутность речных вод, г/м <sup>3</sup> | Денудация                        |                         |
|---------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|--------------------------------|---------------------------------------|----------------------------------|-------------------------|
|         |                                                                                                        |                                                                                             |                                                 |                                |                                       | химич. сток<br>т/км <sup>2</sup> | механич. сток*<br>в год |
| 1       | Магматических и метаморфических (центральная часть и восточный склон Урала)                            | Истоки и верхние течения рек Косьвы, Сосьвы, Вагра, Лобвы, Чусовой, Уфы, Айи, Белой, Урала  | 6–18                                            | 47–205                         | 20–60                                 | 15–31 (40)                       | 4–13(15)                |
| 2       | Осадочных песчано-глинистых (Восточно-Европейская равнина)                                             | Вычегда, Вятка, Обва, Иньва, Верхняя Кама                                                   | 5–9                                             | 88–279                         | 50–140                                | 14–35                            | 14–26                   |
| 3       | Осадочных карбонатных (западный и восточный склоны Урала, Уфимское плато и др.), известнякового карста | Чусовая, Уфа, верхнее течение Белой, Юрюзань, Ай, Чепца, Быстрица                           | 6–11                                            | 165–336                        | 53–104                                | 22–61                            | 14–20 (27)              |
| 4       | Осадочных галогенных (Приуралье), гипсового и соляного карста.                                         | Сылва, Ирень, среднее течение Белой, Дема, Б. Танып, Вишерка, Боровка, Тюй, Бирь, Кишертка. | 4–10                                            | 340–1275 и более               | 35–121 (140)                          | 60–190 (354)                     | 11–25 (32)              |

\* Без учета влекомых наносов.



Состав горных пород Урала весьма разнообразен. Здесь можно выделить области и участки преобладающего распространения магматических, метаморфических и осадочных (песчано-глинистых, карбонатных и галогенных) пород.

Области преобладающего распространения магматических и метаморфических пород находятся в центральной части Урала и на его восточном склоне, где расположены истоки и верхние течения рек и выпадает максимум осадков (500–1000 мм в год). Здесь достаточно высокие модули жидкого стока рек – 6–18 л/сек с 1 км<sup>2</sup> и более. Минерализация речных вод небольшая – 47–205 мг/л, а мутность – 20–40 г/м<sup>3</sup>. Она повышается на Южном Урале до 40–60 г/м<sup>3</sup>. Благодаря активному водообмену почвы и породы достаточно промыты. Среди растворенных выносимых веществ в подземных и речных водах преобладают HCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, Ca и Na (+K). Денудация сравнительно не велика. Механический сток составляет 4–13 т/км<sup>2</sup> в год, а химический – 15–31 т/км<sup>2</sup> в год, т. е. химическая денудация преобладает над механической. Этому способствует слабая тектоническая активность региона [3, 8], умеренно-континентальный климат, повышенная увлажненность и почти повсеместное развитие почвенно-растительного покрова.

В областях преобладающего распространения песчано-глинистых пород Приуралья (верхнее течение Камы, Вятка, Обва, Иньва, Вычегда и др.) мутность рек увеличивается в 2–2,5 раза по сравнению с реками центральной части Урала и соответственно в 2–3 раза возрастает механический сток, достигая 14–26 т/км<sup>2</sup> в год. Химический сток составляет 14–35 т/км<sup>2</sup> в год, т. е. равновелик химическому стоку рек центральной части Урала. Здесь, как и в предыдущей области, преобладает вынос HCO<sub>3</sub>, SiO<sub>2</sub>, Ca и Na (+K), что объясняется сходством химического состава песчано-глинистых, магматических и метаморфических пород.

Области и участки преобладающего распространения карбонатных осадочных (известняки и доломиты) и метаморфических (мраморовидные известняки и мраморы) пород находятся на западном и восточном склонах Урала, на Уфимском плато и в других районах (пр. Чусовая, Уфа, Ай, Юрюзань, верхнее течение Белой, Чепца, Быстрица и др.). Реки имеют модули жидкого стока 6–11 л/сек с 1 км<sup>2</sup>. Минерализация речных вод увеличивается в 1,5–2 раза (165–336 мг/л) по сравнению с реками ранее рассмотренных областей. Соответственно возрастает химический сток рек, достигая 22–61 т/км<sup>2</sup> в год. Он превышает механический сток в 1,5–3 раза. Причиной этого является более высокая растворимость карбонат-

ных пород в воде и развитие в них карста [2]. Преобладает вынос ионов  $\text{HCO}_3^1$ ,  $\text{Ca}^{++}$  и  $\text{Mg}^{++}$ .

Галогенные (гипсы, ангидриты, соли), загипсованные и соленосные песчано-глинистые породы широко распространены в Приуралье в бассейнах Камы и Печоры (Сылва, Ирень, Б. Танып, Тюй, Бирь, Кишертка, Дема, среднее течение Белой, Ик, Вишерка, Боровка и др.), где сильно развиты карстовые явления. Реки имеют модули стока 4–10 л/сек, более высокую минерализацию воды – 340–1275 мг/л и максимальный химический сток – 60–190 т/км<sup>2</sup> в год. У отдельных рек, в районах интенсивного карста, он достигает 130–354 т/км<sup>2</sup> в год (Кишертка, Бирь и др.). Здесь преобладает вынос ионов  $\text{SO}_4^{--}$ ,  $\text{Ca}^{++}$  и  $\text{HCO}_3^1$ , а также Cl и Na. Таким образом, благодаря повышенной растворимости галогенных пород и интенсивному развитию в них карста, химическая денудация рек увеличивается в 4–6 раз (в отдельных случаях до 10 раз) по сравнению с химической денудацией рек, протекающих в областях распространения магматических, метаморфических к песчано-глинистых пород, и в 2,5–3 раза по сравнению с областями развития карбонатных пород. Наиболее высокую минерализацию вод и химический сток имеют малые реки (Ирень, Тюй, Кишертка, Вишерка и др.). У крупных рек, особенно транзитных (Белая, Кама, Печора), повышение минерализации вод и химического стока не такое резкое, как у малых рек.

Механический сток рек областей преобладающего распространения карбонатных и галогенных пород изменяется от 11 до 32 т/км<sup>2</sup> в год и в несколько раз меньше химического стока. Одновременно наблюдается увеличение в 2–3 раза механической денудации этих рек по сравнению с механической денудацией рек центральной части Урала.

#### Институт карстоведения и спелеологии

#### Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Максимович Г. А. Химическая география вод Суши. Географгиз, 1955.
2. Максимович Г. А. Основы карстоведения. Т. 1. Пермь, 1963.
3. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
4. Полюнов Б. Б. Кора выветривания, 1, Изд. АН СССР, 1934.
5. Перельман А. И. Атомы – спутники. Природа, № 5, 1964.
6. Рухин П. Б. Основы литологии. Госоптехиздат, 1961.
7. Справочник гидрогеолога. Госгеолтехиздат, 1962.
8. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, Изд. АН СССР, 1960.
9. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963

В. А. Балков

**ВЛИЯНИЕ КАРСТА НА ПОДЗЕМНЫЙ СТОК РЕК**

Исследования, проведенные автором на материалах стока рек промышленного Урала, позволяют отнести к числу основных факторов подземного стока увлажнение водосборов, величину их площади, а также размеры подземного водообмена между речными водосборами. Эта закономерность может быть выражена формулой

$$M_{\text{подз}} = aM_o + F^n + b \cdot W_o - c, (1)$$

где  $M_o$  – модуль среднего годового стока, показатель увлажнения и других воднобалансовых условий водосбора

$F$  – площадь водосбора в  $\text{км}^2$ , показатель морфометрических условий водосбора<sup>1</sup> (длины, ширины, среднего уклона, глубины эрозионного вреза и др.);

$W_o$  – модуль подземного водообмена между речными водосборами, определяемый путем воднобалансового расчета, показатель геоструктурных и гидрогеологических условий водосбора<sup>4</sup>;

$n$  – показатель степени при  $F$ , зависит от рельефа;  $a$ ,  $b$  и  $c$  – коэффициенты, значения которых изменяются также в связи с рельефом.

Указанная зависимость установлена по материалам тех речных водосборов, физико-географические условия которых являются типичными для данной географической широтной зоны или высотного пояса.

Величина модуля подземного стока рек карстовых районов зависит прежде всего от тех факторов, которыми определяется

---

<sup>1</sup> принято автором.

подземный сток в реки с незакарстованных водосборов. Наряду с этим значительная роль принадлежит воздействию местного, автономного по Г. А. Максимовичу [17], фактора – карста.

Влияние карста четко прослеживается как на величине модуля подземного стока, его распределении по исследуемой территории, так и на соотношении между подземным и общим, подземным и поверхностным стоком.

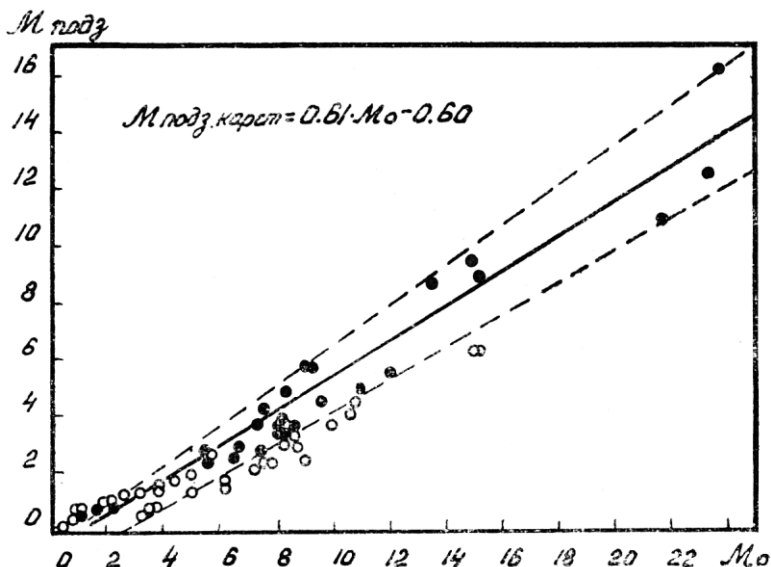


Рис. 1. Зависимость модуля подземного стока от общего годового для рек Урала: 1 – реки с закарстованными водосборами, 2 – реки, на водосборах которых карст отсутствует (не заливные кружки).

Влияние увлажненности водосбора на модуль подземного стока рек карстовых районов. Увлажненность водосбора является главным определяющим фактором подземного стока не только рек, протекающих в условиях отсутствия карста, но и при наличии его. Это положение наглядно иллюстрирует рис. 1, на котором представлена довольно тесная зависимость модуля подземного стока от общего годового ( $M_o$ ). Для рек карстовых районов уравнение этой зависимости имеет вид:

$$M_{подз} = 0,61 \cdot M_o - 0,60. (2)$$

Карстовые реки, получающие питание из зоны горизонтальной циркуляции карстовых вод, обладают повышенной

величиной подземного стока. При этом расчеты показывают, что подземный сток таких рек в карстовых районах Приуралья больше в среднем на 57 %, а Урала – на 45 %, чем подземный сток рек незакарстованных водосборов.

Карстовые малые реки, получающие питание из зоны поверхностной или вертикальной циркуляции карстовых вод, характеризуются наиболее низкими значениями модуля подземного стока.

Особенности распределения модуля подземного стока по закарстованной территории можно наглядно представить на картах с изолиниями его значений. При составлении такой карты необходимо учитывать зависимость модуля подземного стока от величины площади водосбора и приводить значения стока по разным водосборам рек к единой площади. Такой метод был применен ранее при составлении карты подземного (минимального) стока рек Урала [20].

Приведение значений подземного стока к единой площади ( $2000 \text{ км}^2$ ) производилось по следующим формулам: для водосборов рек Приуралья

$$M_{\text{подз пр}} = M_{\text{подз}} - 0,72 (\lg F - 3,30), \quad (3)$$

для водосборов рек Урала

$$M_{\text{подз пр}} = M_{\text{подз}} - 0,65 (\lg F - 3,30). \quad (4)$$

На основе этих данных составлена схематическая карта с изолиниями приведенного модуля подземного стока рек (рис. 2).

Исследованная территория охватывает огромные пространства общей площадью около  $800 \text{ тыс. км}^2$ , протяженностью с севера на юг более, чем на  $1200 \text{ км}$ . Горные районы, особенно в северной таежной части территории, наиболее увлажнены; здесь выпадает максимальное количество осадков, достигающее  $700\text{--}800 \text{ мм}$  и более в год. Юго-западные и юго-восточные районы напротив расположены в зоне недостаточного увлажнения. Для этих районов характерна лесостепь и степь. Годовое количество осадков падает до  $400\text{--}500 \text{ мм}$  на юго-западе и до  $300 \text{ мм}$  и менее – на юго-востоке [26].

Из сказанного следует, что северные и горные районы промышленного Урала являются наиболее благоприятными по условиям формирования подземных вод. Этого нельзя сказать о юго-западных и, особенно, юго-восточных районах.

Построенная карта подземного стока отражает зональную природу неглубоких подземных вод, дренируемых реками. Причем, если на соседних равнинах распределение подземного стока происходит по закону широтной зональности, то на Ура-

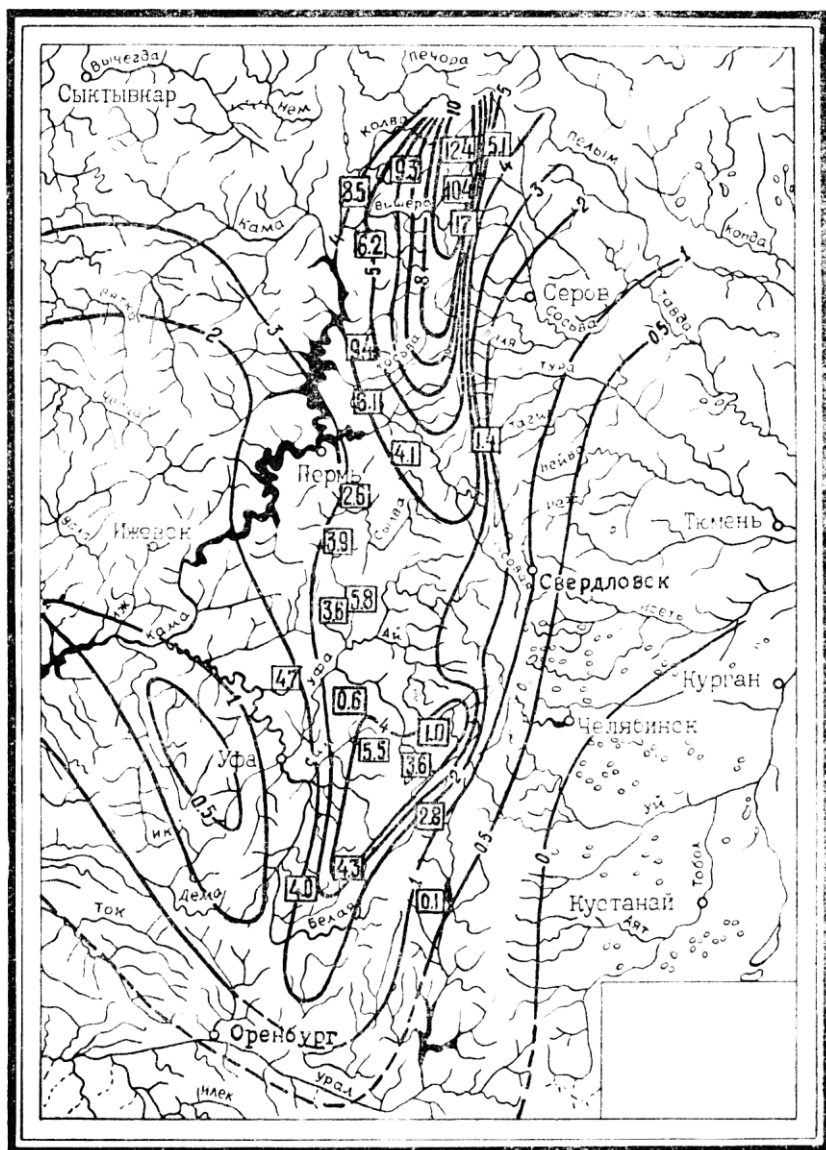


Рис. 2. Средний годовой подземный сток (приведенный к площади  $2000 \text{ км}^2$ ) в  $\text{л/сек} \cdot \text{км}^2$ ; 1 – изолинии модулей стока без учета влияния карста, 2 – модули стока рек закарстованных водосборов (в прямоугольниках).

ле под влиянием рельефа более четко выражена вертикальная поясность подземного стока рек [20].

В распределении по исследуемой территории модуля подземного стока рек незакарстованных водосборов повторяется картина распределения осадков и среднего годового стока. Величина подземного стока закономерно уменьшается с севера на юг и от горного Урала к прилегающим равнинам. Средние годовые модули подземного стока, приведенные к площади  $2000 \text{ км}^2$ , изменяются от  $10\text{--}11 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$  в верховьях Вишеры до близких к нулевым значениям в верховьях Тобола.

Отражая общий зональный характер интенсивности подземного стока, эта карта наглядно показывает также влияние местных условий, в частности карста. Значения модулей подземного стока, относящиеся к закарстованным речным водосборам, на карте показаны в прямоугольниках (рис. 2). Данные по искусственно зарегулированным рекам – Нейве, Режу, Исети, Миассу и др. при составлении карты и анализе распределения по территории подземного стока в расчет не принимались.

Подземный сток рек карстовых районов характеризуется более высокими значениями модуля, чем районов, в которых карст отсутствует. Так, в карстовых районах Приуралья модуль стока изменяется от  $0,6 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$  (на водосборе р. Яман-Елги) до  $9,4 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$  в низовье р. Яйвы). В горных карстовых районах Урала подземный сток достигает максимальных значений –  $17 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$  (на водосборе р. Кутим). Для водосбора р. Колвы на участке Девий-Ветлан, расположенном в Ксенофоновско-Ныробском карстовом районе Пермской области, Г. А. Максимович приводит близкую величину модуля подземного стока –  $15,7 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$  [16, 18].

Чтобы дать количественную оценку роли карста в формировании подземного стока рек, необходимо исключить из величины стока влияние увлажнения водосбора, его площади и гидрогеологического фактора. Исключение влияния этих факторов может быть осуществлено с помощью уравнения (1), полученного по материалам, относящимся к незакарстованным водосборам рек.

Разность между фактическими (измеренными) и рассчитанными значениями модуля подземного стока водосбора карстовой реки представляет величину, формирующуюся в основном за счет влияния карста. Эта величина  $\Delta M_{\text{подз}}$  включает, кроме карста, влияние и других местных условий, но карст на таких водосборах является определяющим фактором.

В Приуралье и на Урале, в районах отсутствия карстовых явлений, величина  $\Delta M_{\text{подз}}$  испытывает колебания в сравни-

тельно небольших пределах, равных  $\pm 0,4 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$ . На этом общем, слабо меняющемся по территории, фоне резко выделяются районы с высоким приращением значений модуля подземного стока. Эти районы территориально совпадают с карстовыми, выделенными Г. А. Максимовичем [15], Г. А. Максимовичем и К. А. Горбуновой [21], Е. А. Лушниковым [13] и др. Но, ввиду слабой гидрологической изученности, подземный сток всех карстовых районов не может быть охарактеризован одинаково.

В пределах Приуральской части Русской платформы четко выделяется область Уфимского плато. Подземный сток крупных рек Уфимского плато на  $2,5\text{--}7,4 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$  превышает сток, который мог бы иметь место при отсутствии карста. Для малых рек (Яман-Елга, Буртым, Круш, Кирзя, Зарашка и др.) условия формирования подземного стока в связи с русловым водопоглощением являются неблагоприятными.

На территории Уральской карстовой страны по величине подземного стока рек можно выделить несколько обособленных районов. В Соликамском районе, относящемся к Предуральскому краевому прогибу, подземный сток рек превышает расчетную величину на  $2,9 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$  (нижнее течение р. Яйвы). В пределах внешней зоны складчатого Урала выделяется Средневишерский район с величиной приращения модуля подземного стока, равной  $2,8\text{--}3,1 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$ . В области краевых поднятий Урала отмечается Верхневишерский район, где величина  $\Delta M_{\text{подз}}$  равна  $1,8\text{--}7,3 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$ . Значительная роль карста в формировании подземного стока рек подтверждается материалами, приведенными в работах К. И. Макова [14], Е. А. Лушниковой [12], Л. А. Шимановского [24, 25], К. А. Горбуновой [7, 8, 9], В. А. Балкова [1, 2], В. Д. Быкова [4], Н. Д. Буданова [3] и др.

На восточном склоне Урала следует отметить Серовский район с повышенными значениями  $\Delta M_{\text{подз}} - 1,3\text{--}1,7 \text{ л/сек} \cdot \text{км}^2$ . В карстовой полосе района широко развито явление поглощения поверхностных вод (рр. Колонга, Тошемка, Ивдель и др.). Эти воды затем разгружаются в долинах наиболее крупных рек района.

Что касается других районов распространения карста на восточном склоне Урала, то, вследствие значительной искусственной и естественной зарегулированности рек, дать количественную оценку роли карста в формировании подземного стока их затруднительно. Однако и здесь, в связи с разгрузкой в долинах крупных рек многочисленных карстовых источников [6, 23, 10, 3], можно предполагать увеличение модуля подземного стока.



Т а б л и ц а 1

## Основные данные, характеризующие влияние карста на подземный сток рек

| Водосборы рек                                | Площадь водосбора<br>в логарифмах lgF | $\Delta M_{\text{подз. карст.}} =$<br>$\Delta M_{\text{подз. изм.}} -$<br>$\Delta M_{\text{подз. расч.}}$<br>л/сек · км <sup>2</sup> | $\Delta M_{\text{подз. расч.}} = f(M_0,$<br>lgF, W <sub>0</sub> ) | $\frac{\Delta M_{\text{подз. карст.}}}{\Delta M_{\text{подз. расч.}}}$ |
|----------------------------------------------|---------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------|------------------------------------------------------------------------|
| П р и у р а л ь е                            |                                       |                                                                                                                                      |                                                                   |                                                                        |
| Ирень – д. Шубина                            | 3,78                                  | 2,31                                                                                                                                 | 1,89                                                              | 1,22                                                                   |
| Сылва с. Подкаменное                         | 4,29                                  | 0,42                                                                                                                                 | 2,28                                                              | 0,18                                                                   |
| Сылва – с. Подкаменное – с. Троица           | 3,41                                  | 2,15                                                                                                                                 | 0,55                                                              | 3,91                                                                   |
| Саре – д. Султанбеково                       | 3,13                                  | 2,47                                                                                                                                 | 3,23                                                              | 0,76                                                                   |
| Тюй – д. Гумбино                             | 3,32                                  | 1,22                                                                                                                                 | 2,38                                                              | 0,51                                                                   |
| Б. Танып – д. Алтаево                        | 3,70                                  | 1,19                                                                                                                                 | 1,11                                                              | 1,07                                                                   |
| Бирь – д. Малосухаязово                      | 3,11                                  | 2,28                                                                                                                                 | 2,52                                                              | 0,90                                                                   |
| Яман-Елга – выше ист. Тюба                   | 2,84                                  | 0,25                                                                                                                                 | 0,05                                                              | 5,00                                                                   |
| Яман-Елга – ниже ист. Тюба                   | 2,85                                  | 0,54                                                                                                                                 | 0,16                                                              | 3,00                                                                   |
| У р а л                                      |                                       |                                                                                                                                      |                                                                   |                                                                        |
| Вишера – пос. Усть-Велс                      | 3,46                                  | 3,31                                                                                                                                 | 9,19                                                              | 0,36                                                                   |
| Вишера – д. Писанная                         | 3,87                                  | 1,83                                                                                                                                 | 8,97                                                              | 0,20                                                                   |
| Кутим – д. Кутим                             | 2,70                                  | 7,34                                                                                                                                 | 8,86                                                              | 0,83                                                                   |
| Колва – д. Подбобыка – с. Покча              | 3,58                                  | 2,79                                                                                                                                 | 5,91                                                              | 0,47                                                                   |
| Яйва – д. Подслудное –<br>с. Усть-Игуменское | 2,41                                  | 2,91                                                                                                                                 | 5,89                                                              | 0,49                                                                   |
| Вильва – д. Бородкино                        | 2,87                                  | 1,84                                                                                                                                 | 3,86                                                              | 0,48                                                                   |
| Лысьва – пос. Креж                           | 3,02                                  | 2,17                                                                                                                                 | 2,33                                                              | 0,67                                                                   |
| Березовая – д. Болдырья                      | 3,46                                  | 3,13                                                                                                                                 | 6,27                                                              | 0,15                                                                   |
| Сим – г. Миньяр                              | 3,28                                  | 1,03                                                                                                                                 | 4,47                                                              | 0,23                                                                   |
| Селеук – д. Нижне-Иткулово                   | 2,25                                  | 1,51                                                                                                                                 | 1,79                                                              | 0,84                                                                   |
| Белая – д. о. «Арский камень»                | 3,36                                  | 0,50                                                                                                                                 | 2,30                                                              | 0,22                                                                   |
| Вижай – д. Вижай                             | 3,03                                  | 1,72                                                                                                                                 | 3,18                                                              | 0,54                                                                   |
| Каменка – у устья                            | 1,78                                  | 0,24                                                                                                                                 | 0,22                                                              | 1,10                                                                   |
| Улуюр – д. Терменева                         | 2,36                                  | 1,36                                                                                                                                 | 1,70                                                              | 0,80                                                                   |
| Улуюр – д. Алексеевка                        | 2,51                                  | 1,00                                                                                                                                 | 1,40                                                              | 0,70                                                                   |
| Малая Куторка – выше с. Серокопы             | 1,61                                  | 1,70                                                                                                                                 | 1,60                                                              | 1,10                                                                   |
| Большая Куторка – д. Парамоновка (г/ст. 6)   | 1,90                                  | 1,75                                                                                                                                 | 1,75                                                              | 1,00                                                                   |
| Большая Куторка – д. Парамоновка (г/ст. 7)   | 1,94                                  | 2,10                                                                                                                                 | 2,40                                                              | 0,88                                                                   |

Влияние размера площади закарстованного водосбора на величину подземного стока. В противоположность незакарстованным водосборам, для водосборов карстовых рек характерна тенденция к

уменьшению значений модуля подземного стока (и  $\Delta M_{\text{подз. карст}}$ ) в связи с увеличением площади водосбора (табл. 1). Это обусловлено снижением степени средней закарстованности водосборов, которое наблюдается обычно при увеличении их площади. Однако более тесно с площадью водосбора связаны отношения приращения модуля подземного стока карстовых рек к расчетной его величине

$$\frac{\Delta M_{\text{подз. карст.}}}{M_{\text{подз. расчт.}}} = f(\lg F)$$

Из рис. 3 видно, что отмеченная связь является обратной. Кроме того, она для Приуралья и Урала различна, что объясняется неодинаковым развитием карстового процесса в условиях платформы и горно-складчатых структур.

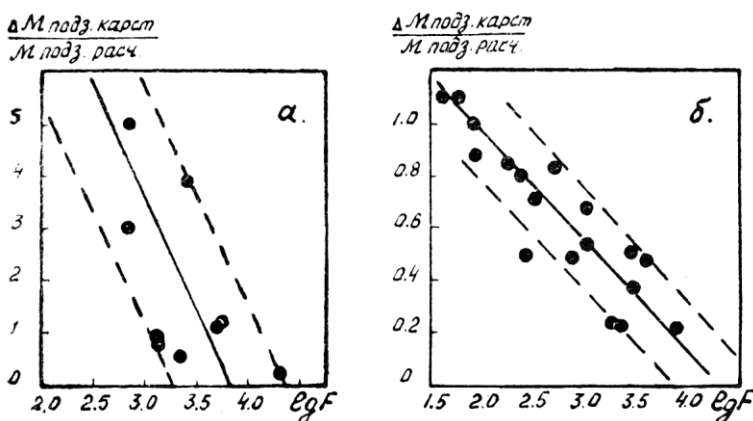


Рис. 3. Связь  $\frac{\Delta M_{\text{подз. карст.}}}{M_{\text{подз. расчт.}}}$  водосбора  $\lg F$ :

*а* – водосборы рек Приуралья,

*б* – водосборы рек Урала.

Связь величины приращения (поправки на влияние карста) модуля подземного стока карстовых рек с размером площади их водосборов и расчетными значениями модуля подземного стока аналитически можно представить так:

для Приуралья  $\Delta M_{\text{подз. карст}} = 4,3 M_{\text{подз. расч}} (3,8 - \lg F)$ , (5)

для Урала  $\Delta M_{\text{подз. карст}} = 0,44 M_{\text{подз. расч}} (4,1 - \lg F)$ . (6)

Прибавляя величину поправки к расчетным значениям модуля, определенным по уравнению (1), получим для рек карстовых районов

$$\text{Приуралья } M_{\text{подз карст}} = M_{\text{подз расч}} (17,5 - 3,4 \cdot \lg F), \quad (7)$$

$$\text{Урала } M_{\text{подз карст}} = M_{\text{подз расч}} (2,8 - 0,44 \cdot \lg F). \quad (8)$$

Из анализа выражений (7) и (8) следует, что при прочих равных условиях, учитываемых уравнениями, влияние карста на подземный сток в Приуралье более значительно, чем на Урале. Это должно быть связано в какой-то степени с меньшей крутизной склонов поверхности карстовых районов Приуралья и, следовательно, более благоприятными условиями инфильтрации талых и дождевых вод и в целом развития карстового процесса [5, 22, 11].

Соотношение между подземным и общим, подземным и поверхностным стоком рек карстовых районов. Для выяснения этого вопроса автором произведен расчет подземного стока (в процентах от общего) для всех водосборов рек исследуемой территории и составлена карта (рис. 4). При этом были использованы приведенные к единой площади значения модуля подземного стока. Реки с сильно зарегулированным режимом (искусственными сооружениями и карстом) при составлении карты в расчет не принимались.

Анализ приведенных материалов показал, что соотношение между подземным и общим стоком закономерно изменяется по территории Урала. Это изменение подчинено высотной поясности в горных районах и широтной зональности в равнинных. Процент подземного стока в общем годовом возрастает с юга на север и от равнинных районов к горным. Такое распределение подземного стока по территории обусловлено увеличением количества выпадающих осадков и уменьшением их испарения в том же направлении. Наименьший процент подземного стока (менее 5 %) характерен для Южного Зауралья. Наиболее высокий процент (50–53 %) приурочен к верховьям рр. Косьвы и Вишеры.

На этом общем фоне довольно резко выделяются реки закарстованных водосборов. Для них типичен повышенный процент подземного стока (42–70 %), превышающий на 20–35 % сток рек не карстовых районов.

Увеличение подземного стока рек карстовых районов происходит главным образом за счет уменьшения поверхностного стока. Из табл. 3 следует, что во всех случаях (в Приуралье и на Урале при отсутствии и наличии карста) отношение модулей подземного стока к поверхностному возрастает с увеличением модуля общего среднегодового стока. Вместе с тем, в условиях отсутствия карстовых явлений на водосборах рек Урала в связи с усиленным питанием в летний период, это

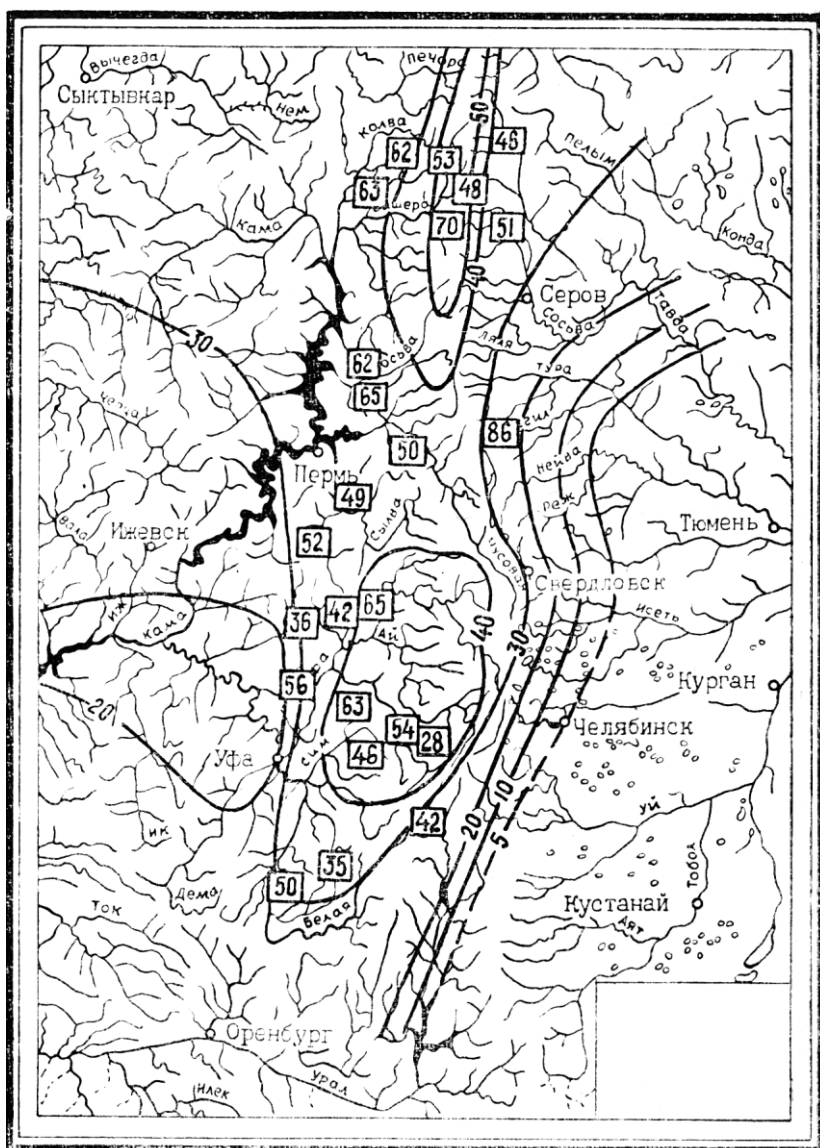


Рис. 4. Подземный сток в процентах от общего годового:  
 1 – изолинии стока без учета влияния карста,  
 2 – значения стока рек закарстованных водосборов (в прямоугольниках).

Т а б л и ц а   2

**Сравнение средних значений подземного стока карстовых и некарстовых рек**

| Водосборы рек                        | Средние многолетние модули подз, стока, $л/сек \cdot км^2$ |                            | Отклонение модуля подз, стока, измеренного от рассчитанного | Значения $M_{подз}$                             |            | Отношение модуля подземного стока к поверхностному |
|--------------------------------------|------------------------------------------------------------|----------------------------|-------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|------------|----------------------------------------------------|
|                                      | по измерениям                                              | рассчитанные по уравнениям |                                                             | приведенные к $F= 2000 км^2, л/сек \cdot км^2,$ | % от $M_0$ |                                                    |
| Приуральская часть Русской платформы |                                                            |                            |                                                             |                                                 |            |                                                    |
| а) при наличии карста                |                                                            |                            |                                                             |                                                 |            |                                                    |
| Ирень – д. Шубина                    | 4,2                                                        | 1,9                        | 2,3                                                         | 3,9                                             | 52         | 1,1                                                |
| Сылва – с. Подкаменное – с. Троица   | 2,7                                                        | 0,5                        | 2,2                                                         | 2,6                                             | 49         | 0,9                                                |
| Сарс – д. Султанбеково               | 5,7                                                        | 3,2                        | 2,5                                                         | 5,8                                             | 65         | 1,8                                                |
| Тюй – д. Гумбино                     | 3,6                                                        | 2,4                        | 1,2                                                         | 3,6                                             | 42         | 0,7                                                |
| Бирь – д. Малосухозово               | 4,8                                                        | 2,5                        | 2,3                                                         | 4,7                                             | 56         | 1,3                                                |
| Яман-Елга –в ыше ист. Тюба           | 0,30                                                       | 0,05                       | 0,2                                                         | 0,6                                             | 60         | 0,4                                                |
| Яман-Елга – ниже ист. Тюба           | 0,70                                                       | 0,16                       | 0,5                                                         | 1,0                                             | 64         | 0,8                                                |
| б) при отсутствии карста             |                                                            |                            |                                                             |                                                 |            |                                                    |
| Бабка – д. Балалы                    | 2,3                                                        | 2,3                        | 0,0                                                         | 2,3                                             | 26         | 0,3                                                |
| Обва – с. Карагай                    | 1,6                                                        | 1,5                        | 0,1                                                         | 1,4                                             | 22         | 0,3                                                |
| Гулва – с. Барда                     | 2,3                                                        | 2,2                        | 0,1                                                         | 2,3                                             | 31         | 0,4                                                |
| Чермасан – д. Ново-Юмранова          | 0,4                                                        | 0,3                        | 0,1                                                         | 0,2                                             | 8          | 0,3                                                |
| Дема – д. Бочкарева                  | 1,4                                                        | 1,3                        | 0,1                                                         | 0,8                                             | 22         | 0,3                                                |

Продолжение таблицы 2

| Водосборы рек                              | Средние многолетние модули подз. стока, $л/сек \cdot км^2$ |                            | Отклонение модуля подз. стока, измеренного от рассчитанного | Значения $M_{подз.}$                             |            | Отношение модуля подземного стока к поверхностному |
|--------------------------------------------|------------------------------------------------------------|----------------------------|-------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------|------------|----------------------------------------------------|
|                                            | по измерениям                                              | рассчитанные по уравнениям |                                                             | приведенные к $F=2000 км^2$ , $л/сек \cdot км^2$ | % от $M_0$ |                                                    |
| Уральская горная страна                    |                                                            |                            |                                                             |                                                  |            |                                                    |
| а) при наличии карста                      |                                                            |                            |                                                             |                                                  |            |                                                    |
| Березовая – д. Болдыря                     | 9,4                                                        | 3,1                        | 6,3                                                         | 9,3                                              | 62         | 1,7                                                |
| Кутим – д. Кутим                           | 16,2                                                       | 7,3                        | 8,9                                                         | 16,6                                             | 70         | 2,3                                                |
| Вильва – д. Бородкино                      | 5,7                                                        | 1,8                        | 3,9                                                         | 6,0                                              | 65         | 1,9                                                |
| Сим – г. Миньяр                            | 5,5                                                        | 1,0                        | 4,5                                                         | 5,5                                              | 46         | 0,8                                                |
| Каменка – у устья                          | 0,02                                                       | 0,22                       | 0,2                                                         | 1,0                                              | 28         | 0,01                                               |
| Улуйор – д. Терменева                      | 3,1                                                        | 1,70                       | 1,4                                                         | 3,7                                              | 50         | 0,7                                                |
| Улуйор – д. Алексеевка                     | 2,4                                                        | 1,40                       | 1,0                                                         | 2,9                                              | 46         | 0,6                                                |
| Малая Куторка – выше с. Серокопы           | 3,3                                                        | 1,6                        | 1,7                                                         | 4,4                                              | 54         | 0,7                                                |
| Большая Куторка – д. Парамоновка (г/ст. 6) | 3,5                                                        | 1,7                        | 1,8                                                         | 4,4                                              | 54         | 0,8                                                |
| Б.-Куторка – д. Парамоновка (г/ст. 7)      | 4,5                                                        | 2,4                        | 2,1                                                         | 5,4                                              | 56         | 0,9                                                |
| б) при отсутствии карста                   |                                                            |                            |                                                             |                                                  |            |                                                    |
| Колва – д. Петрецово                       | 4,0                                                        | 4,0                        | 0,0                                                         | 3,8                                              | 36         | 0,6                                                |
| Вогулка – р. п. Шамары                     | 2,8                                                        | 2,9                        | –0,1                                                        | 3,0                                              | 34         | 0,5                                                |
| Мелеуз – р. п. Мелеуз                      | 1,2                                                        | 1,3                        | –0,1                                                        | 1,7                                              | 34         | 0,5                                                |
| Урал – пос. Наурузово                      | 0,9                                                        | 0,8                        | 0,1                                                         | 0,9                                              | 25         | 0,3                                                |

Т а б л и ц а   3

**Осредненные значения модулей подземного и поверхностного стока и их отношение  
(приведенные к единой площади водосбора)**

| Характеристика<br>стока                  | Средние модули общего годового стока в л/сек·км <sup>2</sup> |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                                          | 1                                                            | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   | 15   | 20   |
| <b>П р и у р а л ь е</b>                 |                                                              |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| а) без карста                            |                                                              |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Мподз.                                   | 0                                                            | 0,40 | 0,80 | 1,20 | 1,60 | 2,00 | 2,34 | 2,73 | 3,12 | 3,51 | 5,47 | 7,41 |
| Мпов.                                    | 1                                                            | 1,6  | 2,2  | 2,8  | 3,4  | 4,00 | 4,66 | 5,27 | 5,88 | 6,49 | 9,53 | 12,6 |
| $\frac{\text{Мподз.}}{\text{Мпов.}}$     | 0                                                            | 0,25 | 0,36 | 0,43 | 0,47 | 0,50 | 0,50 | 0,52 | 0,53 | 0,54 | 0,57 | 0,59 |
| $\frac{\text{Мподз. 100 \%}}{\text{Мо}}$ | 0                                                            | 20   | 27   | 30   | 32   | 33   | 33   | 34   | 35   | 35   | 36   | 37   |
| б) с карстом                             |                                                              |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Мподз.                                   | 0                                                            | 0,62 | 1,23 | 1,84 | 2,45 | 3,06 | 3,67 | 4,28 | 4,89 | 5,50 | 8,55 | 11,6 |
| Мпов.                                    | 1                                                            | 1,38 | 1,77 | 2,16 | 2,55 | 2,94 | 3,33 | 3,72 | 4,11 | 4,50 | 6,45 | 8,4  |
| $\frac{\text{Мподз.}}{\text{Мпов.}}$     | 0                                                            | 0,45 | 0,69 | 0,85 | 0,96 | 1,04 | 1,10 | 1,15 | 1,19 | 1,22 | 1,32 | 1,38 |
| $\frac{\text{Мподз. 100 \%}}{\text{Мо}}$ | 0                                                            | 31   | 41   | 46   | 49   | 51   | 52   | 53   | 54   | 55   | 57   | 58   |

Продолжение таблицы 3

| Характеристика стока                      | Средние модули общего годового стока в л/сек·км <sup>2</sup> |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
|-------------------------------------------|--------------------------------------------------------------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
|                                           | 1                                                            | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7    | 8    | 9    | 10   | 15   | 20   |
| <b>У р а л</b>                            |                                                              |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| а) без карста                             |                                                              |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Мподз.                                    | 0                                                            | 0,44 | 0,86 | 1,28 | 1,70 | 2,12 | 2,54 | 2,96 | 3,38 | 3,80 | 5,90 | 8,00 |
| Мпов.                                     | 1                                                            | 1,56 | 2,14 | 2,72 | 3,30 | 3,88 | 4,46 | 5,04 | 5,62 | 6,20 | 9,10 | 12,0 |
| $\frac{\text{Мподз.}}{\text{Мпов.}}$      | 0                                                            | 0,28 | 0,40 | 0,47 | 0,52 | 0,55 | 0,57 | 0,59 | 0,60 | 0,61 | 0,65 | 0,67 |
| $\frac{\text{Мподз. } 100 \%}{\text{Мо}}$ | 0                                                            | 22   | 29   | 32   | 34   | 35   | 36   | 37   | 38   | 38   | 39   | 40   |
| б) с карстом                              |                                                              |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |      |
| Мподз.                                    | 0                                                            | 0,62 | 1,23 | 1,84 | 2,45 | 3,06 | 3,67 | 4,28 | 4,89 | 5,50 | 8,55 | 11,6 |
| Мпов.                                     | 1                                                            | 1,38 | 1,77 | 2,16 | 2,55 | 2,94 | 3,33 | 3,72 | 4,11 | 4,50 | 6,45 | 8,40 |
| $\frac{\text{Мподз.}}{\text{Мпов.}}$      | 0                                                            | 0,45 | 0,69 | 0,85 | 0,96 | 1,04 | 1,10 | 1,15 | 1,19 | 1,22 | 1,32 | 1,38 |
| $\frac{\text{Мподз. } 100 \%}{\text{Мо}}$ | 0                                                            | 31   | 41   | 46   | 49   | 51   | 52   | 53   | 54   | 55   | 57   | 58   |



отношение несколько больше, чем в Приуралье. Однако в условиях развития карстовых явлений указанное отношение увеличивается почти в два раза, оставаясь одинаковым для рек Приуралья и Урала.

**В ы в о д ы .** 1. Влияние карста сказывается в уменьшении величины подземного стока воды в мелкую речную сеть, расположенную выше водоносного горизонта, и увеличении стока крупных рек, являющихся базами карстовых вод.

2. В разных физико-географических условиях карст оказывает не одинаковое влияние на подземный сток. Так, например, подземный сток крупных рек карстовых районов Приуралья больше в среднем на 57 %, а Урала – на 45 %, чем подземный сток рек с незакарстованных водосборов.

3. Для рек закарстованных водосборов характерен повышенный процент подземного стока в общем, превышающий на 20–35 % сток незакарстованных водосборов.

4. Модуль подземного стока карстовых рек, его отношение к поверхностному и общему стоку растет с увеличением модуля общего стока. При общем стоке, превышающем 5–6 л/сек. км<sup>2</sup>, подземный сток карстовых рек составляет более 50 % от общего.

5. Влияние карста зависит от величины площади водосбора; с увеличением последней влияние карста на подземный сток уменьшается. Величина площади водосбора, при которой влияние карста на подземный сток уже не сказывается, колеблется в широких пределах – от 2 тыс. до 20 тыс. км<sup>2</sup>.

6. Влияние карста на подземный сток более значительно в карстовых районах Приуральской части Русской платформы, чем складчатого Урала. Это, обстоятельство, по-видимому, связано с различиями в развитии карстового процесса платформенных и горно-складчатых структур.

#### **Институт карстоведения и спелеологии**

#### **Л И Т Е Р А Т У Р А**

1. Балков В. А. Влияние карста на режим стока рек юго-восточной части Пермской области. Зап. Перм. отдела геогр. об-ва СССР, вып. 1, Пермь, 1960.
2. Балков В. А. Влияние карста на водный баланс и сток. Уч. зап. Перм. ун-та, т. 112, Пермь, 1964.
3. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. Изд. Наука, М., 1964.
4. Быков В. Д. Сток рек Урала. Изд. МГУ, 1963.
5. Гвоздецкий Н. А. Карст. Географгиз, 1954.
6. Гевирц М. И. Карст восточного склона Среднего Урала. Автореферат кандидатской диссертации. Пермь, 1961.
7. Горбунова К. А. Химическая география рек Пермской обла-

сти. Р. Кишертка. Докл. пятого Всеуральск. совещ. по вопросам географии и охраны природы Урала, Пермь, 1959.

8. Горбунова К. А. Химическая география рек Пермской области. Реки Мазуевка и Советянка. Химическая география, вып. 1, Пермь, 1961.

9. Горбунова К. А. Карстовые воды района селения Ключи. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962.

10. Крутов В. М. Модуль подземного стока Кизильско-Суундукского района Магнитогорской карстовой области. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962.

11. Кузнецова Л. С. Роль некоторых факторов карстообразования на примерах Кизеловского района. В кн. «Общие вопросы карстования». М., Изд. АН СССР, 1962.

12. Лушников Е. А. Подземный сток Башкирии. Научные труды Пермского горного института, сб. 1, 1956.

13. Лушников Е. А. Районирование карста Башкирии. Сб. «Региональное карстование», Изд. АН СССР, 1961.

14. Маков К. И. Подземные воды Башкирской АССР. Изд. АН Укр. ССР, Москва – Киев, 1946.

15. Максимович Г. А. Районирование карста Урала и Приуралья. Докл. четвертого Всеуральского совещания по физ.-географ. и эконом.-географ. районированию, Пермь, 1958.

16. Максимович Г. А. Основные типы и модуль подземного стока карстовых областей. Докл. АН СССР, № 5, 1959.

17. Максимович Г. А. Химическая география и задачи пермских географов и геологов. Сб. Химическая география, вып. 1, Пермь, 1961.

18. Максимович Г. А. Основы карстования, т. 1, Пермь, 1963.

19. Максимович Г. А., Балков В. А. Водный баланс и подземный сток Урала (автореферат доклада). Бюллетень Моск. об-ва испыт. природы (МОИП), отдел геолог., т. 38, в. 5, МГУ, 1963.

20. Максимович Г. А., Балков В. А. Водный баланс и подземный сток Урала. Сб. Проблемы физической географии Урала. Моск. об-во испыт. природы (МОИП), М., 1965.

21. Максимович Г. А. и Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.

22. Соколов Д. С. Влияние крутизны поверхности на распределение карстовых воронок. Природа, № 1, 1948.

23. Соловьев А. И. Карстовые явления на восточном склоне Южного Урала. Труды совещания по региональному карстоведению. МОИП, М., 1958.

24. Шимановский Л. А. Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможности их использования. Пермь, 1958.

25. Шимановский Л. А. Подземные воды Уфимского плато (зона активного водообмена). Автореферат кандидатской диссертации, Пермь, 1964.

26. Шкляев А. С. Особенности распределения осадков и стока на Среднем и Южном Урале и их связь с атмосферной циркуляцией. Уч. зап. Перм. ун-та, № 112, 1964.

**К. Г. Бутырина**  
**КАРСТОВЫЕ ОЗЕРА БАСЕЙНА НИЖНЕЙ КОСЬВЫ**

В бассейне нижнего течения реки Косьвы, на западном борту Предуральяского краевого прогиба, широко распространены карстовые озера. Карст и озера этой территории изучены слабо [1, 2, 5, 8].

Бассейн нижней Косьвы сложен в основном гипсово-ангидритовыми и терригенными отложениями Соликамского горизонта уфимского яруса и иренского горизонта кунгурского яруса. Среди этих отложений в виде отдельных линз и прослоек значительной мощности залегает каменная соль.

Исследованная площадь относится к Соликамскому озерному району, в пределах которого проявляется как соляной, так и гипсовый карст [5]. Карстовые озера встречаются часто и составляют существенную черту природного ландшафта. Их котловины разнообразны по происхождению и приурочены к различным элементам рельефа.

1. Озера в воронках на коренных террасах и склонах правых берегов рек Косьвы, Вильвы и Истока. Сюда относятся озера в деревнях Рябки, Золотята, Бояново и др.

2. Озера на низких аккумулятивных террасах и поймах рек. К ним принадлежат глубокие озера в долине р. Пожвы, севернее д. Дурнята и незначительные по глубине и площади озера у деревень Бояново и Бородкино.

3. Воронки, осложняющие озера-старицы. Они имеют значительные размеры и в высокое половодье соединяются с рекой. К ним относятся озера Калистовское, Лячинское и оз. у пос. Наумята.

Морфометрические данные наиболее крупных озер приведены в таблице 1.

Т а б л и ц а 1

| Название озер                                  | Длина,<br>ширина, м | Наибольшая<br>глубина, м | Степень<br>заболоченности              | Дата<br>обследования |
|------------------------------------------------|---------------------|--------------------------|----------------------------------------|----------------------|
| Озера, расположенные в Дурнятской котловине    |                     |                          |                                        |                      |
| Белое                                          | 123 и 84            | 46,0                     | Слабо у берегов                        | 15/VII 1964          |
| Черное                                         | 65                  | 15,9                     | «                                      | 17/VII 1964          |
| Роголек                                        | 99 и 80             | 61,0                     | «                                      | 17/VII 1964          |
| Каменка                                        | 59                  | 7,7                      | «                                      | 17/VII 1964          |
| Большое                                        | 232 и 112           | 30,0                     | «                                      | 16/VII 1964          |
| Малое                                          | —                   | 20,0                     | $\frac{9}{10}$ занято<br>сплавной      | 16/VII 1964          |
| Новый Провал                                   | 75                  | 19,7                     | Нет                                    | 16/VII 1964          |
| Безымянное                                     | 52                  | 9,5                      | Слабо у берегов                        | 16/VII 1964          |
| Савушкин Ложок                                 | 102 и 81            | 12,0                     | $\frac{3}{4}$ занято<br>сплавной       | 16/VII 1964          |
| Сидоровское                                    | 101 и 71            | 3,9                      | $\frac{1}{2}$ занята<br>сплавной       | 15/VII 1964          |
| Озера, расположенные в долине Косъвы           |                     |                          |                                        |                      |
| Рябковское                                     | 47                  | 2,2                      | Более $\frac{1}{2}$ занято<br>сплавной | 14/VII 1963          |
| Золотятское I                                  | 15                  | 2,5                      | Слабо у берегов                        | 9/VII 1964           |
| Золотятское II                                 | 18                  | 1,7                      | «                                      | 9/VII 1964           |
| Озеро у пос. Наумята                           | 131 и 18            | 0,8                      | «                                      | 18/VII 1964          |
| Озера, расположенные в долинах Вильвы и Истока |                     |                          |                                        |                      |
| Бояновское                                     | 29 и 24             | 6,7                      | Очень слабо у<br>берегов               | 13/VII 1963          |
| Водяной Гурган                                 | 24,5                | 6,5                      | «                                      | 13/VII 1963          |
| Калистовское                                   | 180 и 57            | 2,6                      | $\frac{1}{3}$ у берегов                | 17/VII 1963          |
| Лячинское                                      | 103 и 40            | 2,4                      | $\frac{1}{2}$ у берегов                | 17/VII 1963          |
| Озеро в 1,5 км от<br>д. Бородкино              | 24 и 12             | 0,7                      | Слабо у берегов                        | 18/VII 1963          |
| Озеро в 0,5 км от<br>д. Малькова               | 17                  | 2,5                      | $\frac{1}{4}$ занята<br>сплавной       | 19/VII 1963          |

Большая группа озер сконцентрирована в Дурнятской карстовой котловине, расположенной в долине среднего течения р. Пожвы (рис. 1). Озера имеют овальную и округлую форму с поперечником от 52 до 232 м. Берега их преимущественно

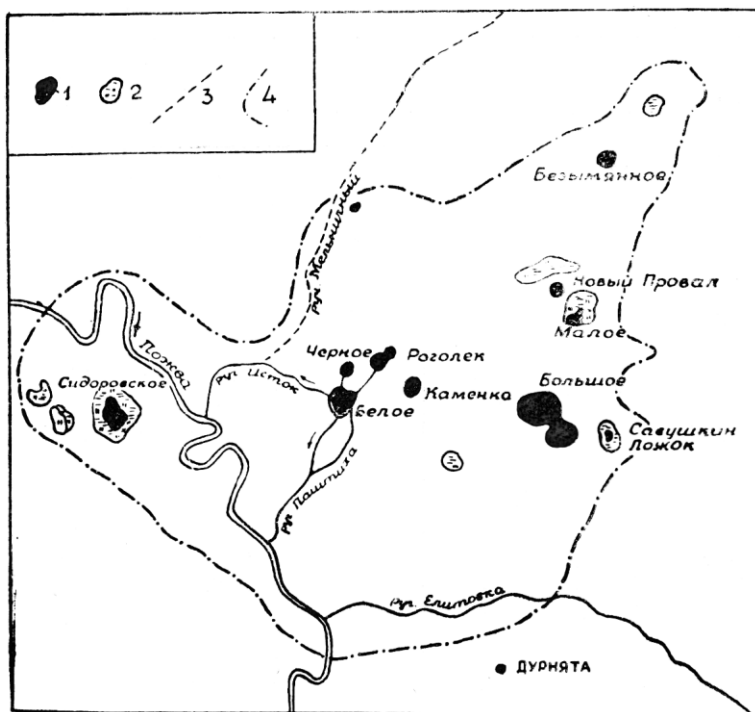


Рис. 1. Схема расположения озер в Дурнятской котловине: 1 – озера со свободной водной поверхностью, 2 – зарастающие озера, 3 – сухие реки, 4 – граница Дурнятской котловины.

низкие, заболоченные, а в центральной части – чистая прозрачная вода. При солнечном освещении ее цвет изменяется от бирюзового до зеркально-черного. Три озера имеют глубину от 30 до 61 м (рис. 2, 3). Подобные глубины в карстовых озерах Пермской области не известны. Котловины этих озер представляют сдвоенные воронки, ориентированные в двух взаимно перпендикулярных направлениях – на северо-восток и северо-запад (рис. 2).

По условиям питания, химизму воды и возрасту озера Дурнятской котловины разделяются на три группы: центральную, восточную и западную.

Центральная группа – озера Белое, Черное, Роголек и Каменка наиболее глубокие, сточные, слабо заросли у берегов и питаются преимущественно подземными водами. Для

трех озер, имеющих минерализацию от 1,76 до 2,45 г/л (рис. 5), характерна сульфатно-кальциево-гидрокарбонатная фация во всей толще воды (табл. 2). Оз. Белое отличается развитием хлоридно-натриево-сульфатной фации с минерализацией до 12,00 г/л. Наличие в поверхностном слое менее минерализованных вод сульфатно-хлоридно-натриевого состава объясняется притоком последних из соседних озер. Смешение поверхностных вод с глубинными легко прослеживается по наличию белесоватой полосы на глубине 4–5 м от поверхности.

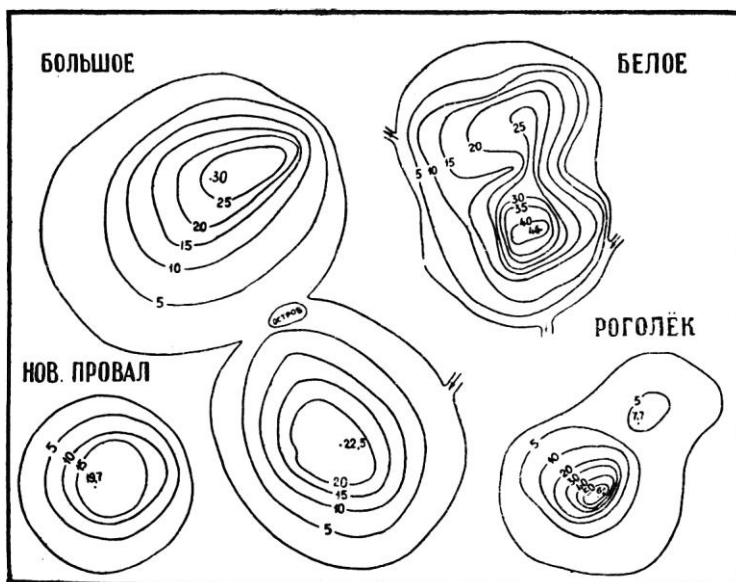


Рис. 2. Планы карстовых озер Дурнятской котловины.

По данным И. Н. Шестова [8] приближенные поверхностные воды оз. Белого имеют минерализацию 1,97 г/л, т. е. в два раза ниже, чем в центральной части. Это объясняется тем, что юго-западная часть озера проточная (рис. 2). Его поверхностные слои постоянно пополняются менее минерализованными водами озер Черного, Роголек и Каменки, которые поступают через заболоченные протоки. Разгрузка вод из Дурнятской котловины осуществляется посредством двух постоянных ручьев, вытекающих из оз. Белого (рис. 1). В условиях сухого лета 1964 г. они сбрасывали в р. Пожву  $29,82 \text{ м}^3/\text{мин}$  воды. В результате минерализация речки ниже впадения ручьев возросла на 0,085 г/л, а жесткость увеличилась на  $4,7 \text{ Н}^0$ .

Данные химических анализов и измерения температуры воды показывают, что озера питаются преимущественно трещинно-карстовыми водами, поступающими со дна. Температурный режим этой группы озер своеобразен. Летом в них

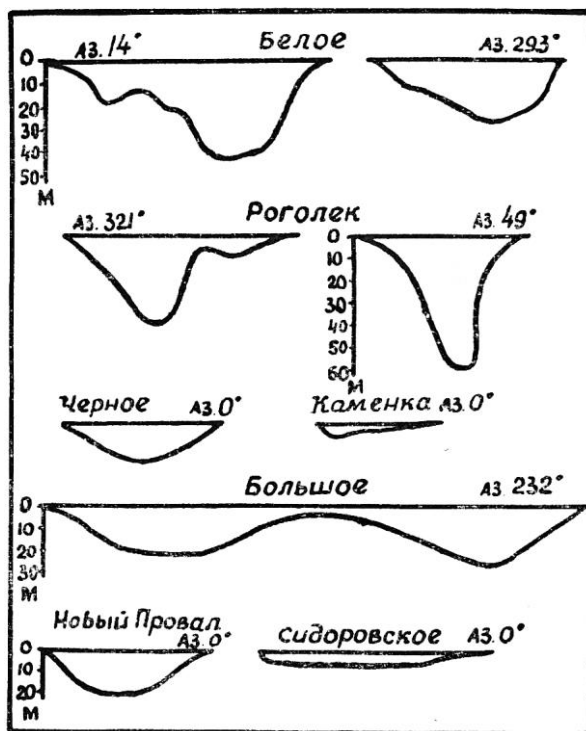


Рис. 3. Профили озер Дурнятской котловины.

слабо выражена прямая термическая стратификация (рис. 4). Даже поверхностные слои воды к концу лета остаются слабо нагретыми. Следует заметить, что изучение температурного режима производилось при устойчивой сухой и жаркой погоде, когда температура воздуха удерживалась в пределах 19–27° С.

Восточная группа – озера Большое, Малое, Савушкин Ложок, Новый Провал и Безымянное бессточные и имеют слабо минерализованную и менее жесткую воду. Их минерализация изменяется от 41–74 мг/л у поверхности до 75–334 мг/л у дна, а жесткость от 0,98 до 10,94 Н°. Воды озер характеризуются гидрокарбонатно-кальциевой фацией (табл.2)

Т а б л и ц а   2

**Изменение минерализации (мг/л) и гидрохимических фаций озерных вод с глубиной**

| Место отбора<br>пробы<br>(Название<br>озера) | С поверхности, на<br>середине озера                | Придонный слой                               | Глубина<br>озера, м |
|----------------------------------------------|----------------------------------------------------|----------------------------------------------|---------------------|
| Белое*                                       | 3624 $\text{SO}_4\text{-Cl-Na}$                    | 12006 $\text{Cl-Na-SO}_4$                    | 46,0                |
| Черное                                       | 1926 $\text{SO}_4\text{-Ca-HCO}_3$                 | 2448 $\text{SO}_4\text{-Cl-Ca}$              | 15,9                |
| Роголек**                                    | 2003 $\text{SO}_4\text{-Ca-HCO}_3$                 | 2011 $\text{SO}_4\text{-Ca-HCO}_3$           | 61,0                |
| Каменка                                      | 1831 $\text{SO}_4\text{-Ca-HCO}_3$                 | 1765 $\text{SO}_4\text{-Ca-HCO}_3$           | 7,7                 |
| Большое                                      | 54 $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$                   | 75 $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$             | 30,0                |
| Малое                                        | 55 $\text{HCO}_3\text{-H}_3\text{SiO}_3\text{-Ca}$ | 105 $\text{HCO}_3\text{-Ca-H}_2\text{SiO}_3$ | 20,0                |
| Новый провал                                 | 172 $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$                  | 334 $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$            | 19,7                |
| Безымянное                                   | 75 $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$                   | 173 $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$              | 9,5                 |
| Сидоровское                                  | 40 $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$            | 107 $\text{HCO}_3\text{-Ca-Fe}$              | 3,9                 |
| Золотятское I                                | 80 $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$                     | 98 $\text{HCO}_3\text{-Ca-NH}_4$             | 2,5                 |
| Калистовское                                 | 245 $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$                  | 429 $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$     | 2,6                 |
| Водяной Гурган                               | 915 $\text{SO}_4\text{-Ca-HCO}_3$                  | 1427 $\text{SO}_4\text{-Ca-Cl}$              | 6,5                 |
| Бояновское                                   | 2422 $\text{SO}_4\text{-Ca-Cl}$                    | 2513 $\text{SO}_4\text{-Ca-Cl}$              | 6,7                 |

\*В середине слоя минерализация 11984 мг/л  $\text{Cl-Na-SO}_4$ .

\*\*Проба с глубины 48 м.



Озера имеют преимущественно атмосферное питание, поэтому их уровень понижается зимой и летом. Летом в наиболее глубоких озерах ясно выражена прямая термическая стратификация (рис. 4). Поверхностные слои воды во всех озерах имеют температуру, близкую к температуре окружающего воздуха.

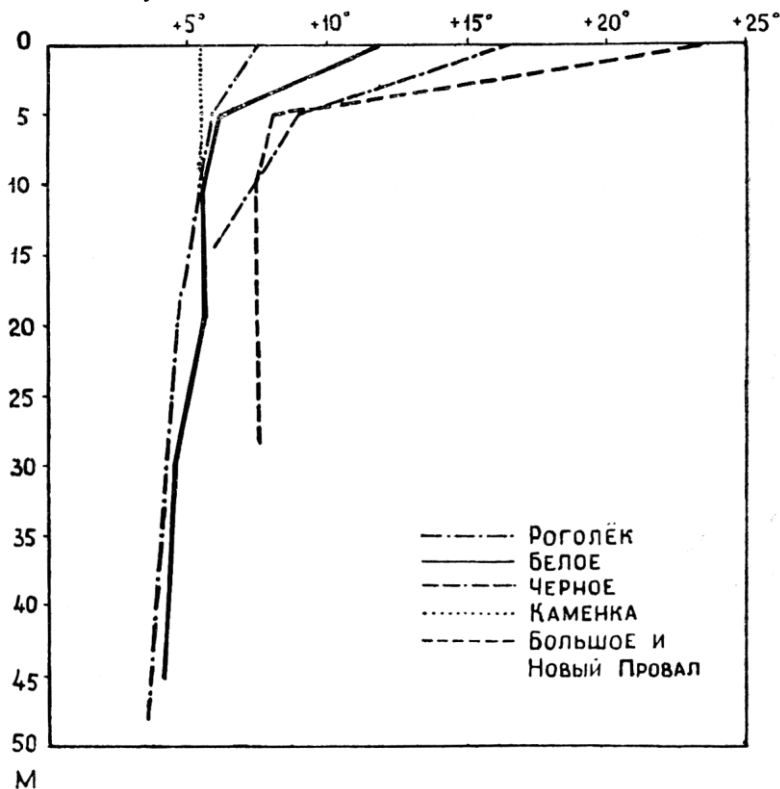


Рис. 4. Изменение температуры воды в озерах Дурнятской котловины (VII 1964 г.).

Озера этой группы находятся в разных стадиях развития. Наряду с зарастающими сплавиной (Малое, Савушкин Ложок и др.) встречаются юные озера, например, оз. Новый Провал, котловина которого образовалась около 40–50 лет назад. По данным старожилов, тогда она имела форму глубокого колодца диаметром 15–20 м. Крутые берега высотой 12–13 м, сложенные рыхлыми четвертичными отложениями, в настоящее время продолжают осыпаться. Об этом свидетельствуют на-

блюдаемые отседания склонов, приводящие к расщеплению стволов деревьев и разрыву корневой системы.

Западная группа – озера Сидоровское и др., мелкие, бессточные и имеют слабо минерализованную воду (табл. 2). Они в стадии угасания и зарастают сплавиной.

На коренном склоне правого берега р. Косьвы находятся оз. Рябковское и два озера в д. Золотята. Оз. Рябковское занимает дно резко асимметричной чашеобразной воронки. Большая часть его занята сплавиной, которую в виде подковы окружает водное кольцо, заросшее осокой и хвощами. Запасы воды в озере незначительные; вкусовые качества ее низкие. Эти обстоятельства послужили одной из причин переселения жителей бывшей д. Рябки в соседние населенные пункты.

Озера Рябковское и Золотятские имеют преимущественно атмосферное питание. Химический состав воды характеризуется гидрокарбонатно-кальциевой фацией с минерализацией 80,01–395,69 мг/л. Значительное содержание иона натрия является показателем превращения оз. Рябковского в болото.

Озера Бояновское и Водяной Гурган, расположенные на правом коренном склоне р. Исток (правого притока Вильвы), образовались в глубоких воронках с крутыми склонами. От озер долины Косьвы они отличаются большими глубинами (табл. 1) и значительной минерализацией (табл. 2). Их воды относятся к сульфатно-кальциево-хлоридной фации. Они питаются не только атмосферными, но и трещинно-карстовыми и трещинно-пластовыми водами. Это подтверждается результатами химических анализов воды и низкими температурами придонных слоев летом (2–3°C).

Озера Калистовское и Лячинское расположены на пойме левого берега р. Исток вблизи деревень одноименного названия. Их котловины имеют смешанное происхождение. Дно озерных ванн состоит из 2–3 блюдцеобразных воронок. Через северную часть оз. Калистовского протекает речка. Мелководная береговая полоса шириной от 2 до 30 м заросла кувшинками, камышом, осокой и другой растительностью.

Мелководное озеро у пос. Наумята имеет овально-вытянутую форму. В северо-западной части оно расширено блюдцеобразной воронкой. В весеннее половодье озеро соединяется с р. Косьвой. От других озер-старич оно отличается сильно минерализованной водой (13, 54 г/л) и характеризуется развитием хлоридно-натриево-сульфатной фации. Летом около уреза воды со стороны р. Косьвы наблюдаются выцветы соли.

Краткий обзор карстовых озер бассейна нижнего течения р. Косьвы позволяет сделать некоторые выводы.

1. В Дурнятской котловине находятся не только самые глу-

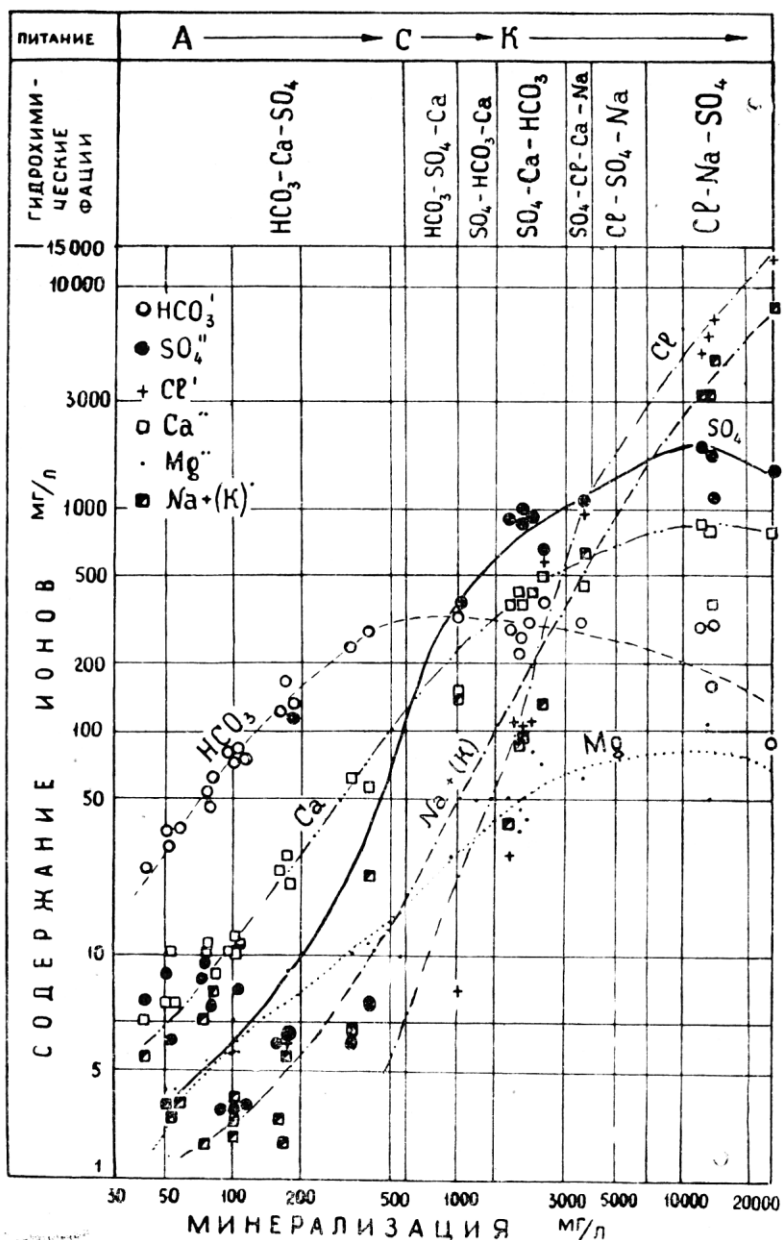


Рис. 5. Изменение содержания главных ионов в зависимости от минерализации для озер бассейна нижней Косы (без бассейна Вильвы). Питание преимущественно: А — атмосферными осадками, С — смешанное, К — карстовыми водами.

бокие, но и значительные по размерам карстовые озера Пермской области. Оз. Большое имеет площадь  $20800 \text{ м}^2$ , по величине оно уступает лишь озерам Чусовскому и Карасьему [5].

2. Озера находятся в различных стадиях развития: от юной (Новый Провал) до озера-болота (Рябковское и др.). Причем, котловины их зарастают путем образования сплавины.

3. По условиям питания озера могут быть отнесены к атмосферным, подземным и смешанным [3, 5]. Озера с подземным и смешанным питанием в срединном и придонном слоях летом имеют низкую температуру. В наиболее глубоких озерах на глубине около 5 м наблюдается температурный скачок (рис. 4). Глубже температурные различия менее значительные.

4. Химический состав вод охарактеризован на основании 42 проб из 24 озер, отобранных в июле 1963 и 1964 гг. Анализ воды произведен в гидрогеохимической лаборатории Пермского университета аналитиками Л. Н. Шваревой и Т. В. Кирилловых. На рисунке 5 и в таблице 2 показано, что на сравнительно небольшой площади минерализация воды изменяется от 35–40 мг/л (оз. у д. Бородкино [2] и Сидоровское) до 24,5 г/л (оз. у д. Усть-Ключанка [8]). Озерные воды относятся к различным гидрохимическим формациям: гидрокарбонатной, сульфатной и хлоридной. В озерах бассейна нижней Косьвы прослеживаются почти все основные закономерности, которые установлены Г. А. Максимовичем и К. А. Горбуновой для карстовых озер Пермской области [3, 4, 5, 6, 7].

#### **Институт карстоведения и спелеологии**

#### **Л И Т Е Р А Т У Р А**

1. Бутырина К. Г. К гидрохимии таборских озер. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3(4), Пермь, 1964.
2. Бутырина К. Г. Плотность карстовых воронок и некоторые другие особенности гипсового карста. Гидрогеология и карстование, вып. 2. Пермь, 1964.
3. Горбунова К. А. Влияние условий питания и стадий развития на химический состав карстовых озер. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2(3), Пермь, 1962.
4. Горбунова К. А., Пономарева Л. А. Химический состав карстовых озер Пермской области. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3(4), Пермь, 1964.
5. Горбунова К. А. Карстовые озера Пермской области. Гидрогеология и карстование, вып. 2, Пермь, 1964.
6. Максимович Г. А. и Горбунова К. А. Карст Пермской области, Пермь, 1958.
7. Максимович Г. А. Химическая география вод суши. Географгиз. 1955.
8. Шестов И. Н., Шурубор А. В. Химический состав вод некоторых карстовых озер Предуральяского прогиба. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2(3), Пермь, 1962.

**С. В. Альбов**  
**ИСЧЕЗАЮЩАЯ РЕЧКА КЕРЕМЕРКА**

Речка Керемерка, правый приток реки Мсты, протекает в 5–8 км севернее г. Боровичи\*. Расход ее при впадении в р. Мсту в летнее время составляет несколько десятков литров в секунду. Долина Керемерки небольшая, очень узкая и только в устьевой части несколько расширяется. Здесь местами то на одном, то на другом берегу наблюдается пойма, а кое-где и следы надпойменной террасы. Вблизи хутора Александровки в русле и в берегах речки обнажаются известняки окской свиты нижнего карбона, по-видимому, шестой известняк. В Новгородской области закарстованы обычно известняки серпуховской свиты, а также среднего и верхнего карбона. Карстовые формы в окской свите встречаются реже.

Выше хутора Александровки русло речки имеет значительный уклон примерно по падению известняка. На этом участке на протяжении около 100 м Керемерка постепенно уменьшает свой расход и исчезает совсем. Здесь в известняках в русле речки были обнаружены поноры, самый большой из которых имеет диаметр 0,60 м в верхней части и суживается к низу. Заметно как вода движется к этим понорам даже от середины русла к берегам.

В летнее время сухое русло речки наблюдается на протяжении около 500 м, уменьшаясь в дождливые периоды до 300–200 м. Но данным местных жителей только весной речка на этом участке имеет сплошной водный поток. В 25–30 м ниже появления воды в русле речки на один метр выше уреза воды из известняков левого берега вытекает источник с дебитом 5–6 л/сек и температурой 6°, 9.

Расход Керемерки в августе (12/VIII-1938 г.) выше места исчезновения был 86 л/сек и несколько ниже выхода речки из-под земли 50 л/сек. Пройдя подземным путем, речка потеряла около 30 л/сек. Температура воды речки до исчезновения была 15°, 2, при выходе из известняков 8°, 8 и ниже в русле против хутора Александровки 10°, 8.

15 августа в 9 часов утра в самый большой понор был запущен раствор с 400 т флюоресцеина. В остальные 5 понор в виде пробы был запущен раствор со 100 т красителя. Около 16 часов 15 августа краска была обнаружена в месте появления речки. В начале окраска была слабой, а около 18 часов вся вода речки, начиная с места ее появления, была окрашена в яркий зеленый цвет. Одновременно наблюдалось окрашивание воды и в источнике. За ночь окрашивание исчезло.

С момента запуска красителя и до момента его первого появления прошло 7 часов при расстоянии около 500 м. Скорость около 70 м в час (0,02 м/сек, или 2,0 см/сек).

**Институт минеральных ресурсов  
Госгеолкома СССР**

---

\* Карстовая область западного крыла Московской синеклизы *Прим. ред.*

**Г. А. Максимович, Г. К. Михайлов**  
**ОПЫТ СТРУКТУРНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ**  
**ИССЛЕДОВАНИЙ В СРЕДНЕМ ПРИКАМЬЕ\***

Геологические структуры, наряду с климатическими и литолого-петрографическими условиями, относятся к главным факторам, определяющим гидрогеологическую обстановку. Структуры положены в основу районирования подземных вод территории СССР [6, 10, 11]. Гидрогеологические особенности крупных тектонических структур охарактеризованы также в работах Н. К. Игнатовича [10], О. К. Ланге [14], Н. И. Толстихина, И. К. Зайцева [9] и др. Значение подземных вод в решении тектонических вопросов показано А. М. Овчинниковым [28], Н. Д. Будановым [4], Н. И. Буяловым [5] и др.

Локальные тектонические структуры площадью до 200 кв. км (в том числе и нефтеносные) в гидрогеологическом отношении изучены недостаточно, хотя их роль в формировании подземного стока, особенно в зоне активной циркуляции, значительна [21–26].

Кафедра динамической геологии и гидрогеологии и Лаборатория геологии Пермского университета в течение ряда лет изучают влияние локальных платформенных структур на гидрогеологические условия верхнепермских отложений восточной окраины Русской платформы. Отсутствие надежных маркирующих горизонтов в мощной толще верхнепермских красноцветов затрудняет ведение структурно-поисковых работ в нефтеносных районах Пермского Прикамья [30] и в других местах. Поэтому разработка гидрогеологических методов по-

---

\* П р и м е ч а н и е . Публикуемая работа – доклад, сделанный авторами в мае 1963 г. на Всесоюзном научно-техническом совещании по гидрогеологии и инженерной геологии в г. Ереване.

Т а б л и ц а

**Подземный сток и химическая денудация в различных структурно-тектонических условиях (бассейн Воткинского водохранилища)**

| №№ на карте<br>(рис. 2) | Названия<br>бассейнов рек                              | Структурно-<br>тектонические<br>условия | Модуль<br>подземного<br>стока, $\text{л/сек} \cdot \text{км}^2$ | Минерал<br>изация<br>воды, $\text{г/л}$ | Показатель<br>подземного<br>химического<br>стока,<br>$\text{г/сек} \cdot \text{км}^2$ | Подземная<br>химическая<br>денудация<br>(условно), |             |
|-------------------------|--------------------------------------------------------|-----------------------------------------|-----------------------------------------------------------------|-----------------------------------------|---------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------|-------------|
|                         |                                                        |                                         |                                                                 |                                         |                                                                                       | $\text{т/км}$                                      | $\text{мк}$ |
| 1                       | Правые притоки<br>р. Тулвы<br>у дд. Тюмис и<br>Гремяча | крутое крыло<br>поднятия                | 6,5                                                             | 0,42                                    | 2,7                                                                                   | 85                                                 | 32          |
| 2                       | Речка Искирь                                           | прогиб                                  | 1,7                                                             | 0,47                                    | 0,8                                                                                   | 25                                                 | 9           |
| 3                       | Речки Усакла,<br>Игатка                                | поднятия                                | 6,1                                                             | 0,50                                    | 3,0                                                                                   | 95                                                 | 35          |
| 4                       | Речка М. Нюня                                          | моноклираль                             | 1,7                                                             | 0,50                                    | 0,8                                                                                   | 25                                                 | 9           |
| 5                       | Речка<br>Константиновка                                | моноклираль                             | 1,7                                                             | 0,57                                    | 1,0                                                                                   | 32                                                 | 11          |
| 6                       | Речки<br>Печменка,<br>Асюлка,<br>Атняшка и др.         | поднятия                                | 3,5                                                             | 0,45                                    | 1,6                                                                                   | 50                                                 | 18          |
| 7                       | Речки Аклуша,<br>Тюндюк                                | моноклираль                             | 1,0                                                             | 0,43                                    | 0,4                                                                                   | 16                                                 | 6           |
| 8                       | Речка<br>Бардабашка                                    | поднятия                                | 5,7                                                             | 0,44                                    | 2,5                                                                                   | 79                                                 | 29          |
| 9                       | Речка Ермия                                            | намечающиеся<br>поднятия                | 7,2                                                             | 0,50                                    | 3,6                                                                                   | 113                                                | 42          |
| 10                      | Речка Лариха                                           | поднятия                                | 6,3                                                             | 0,45                                    | 2,8                                                                                   | 90                                                 | 33          |
| 11                      | Речки Гуменка<br>и Коршуниха                           | моноклираль                             | 1,4                                                             | 0,55                                    | 0,8                                                                                   | 25                                                 | 9           |
| 12                      | Речка Тиха                                             | поднятия                                | 6,0                                                             | 0,49                                    | 2,9                                                                                   | 93                                                 | 34          |
| 13                      | Речка Лужкова                                          | поднятия                                | 5,5                                                             | 0,35                                    | 1,9                                                                                   | 61                                                 | 23          |
| 14                      | Речка<br>Травинская                                    | моноклираль                             | 1,7                                                             | 0,40                                    | 0,7                                                                                   | 22                                                 | 7           |

исков небольших структурных поднятий имеет научное и практическое значение.

В основу этих методов положены следующие теоретические соображения: а) формирование локальных поднятий сопровождается развитием интенсивной трещиноватости, которая возрастает по направлению к их центральной части [3, 12]; б) вода – одно из наиболее подвижных природных веществ, использует трещины как пути перемещения. Она движется при очень малых наклонах поверхности, характерных для платформенных структур. Условия выхода подземных вод трещинного типа являются важным показателем структурно-тектонической обстановки [28]; в) химический состав подземных вод в зоне активной циркуляции, сложенной слаборастворимыми породами, зависит в основном от скорости их движения и длины пути [18].

Авторы предлагают несколько гидрогеологических методов структурно-поисковых исследований. Помимо теоретических предпосылок они базируются на изучении гидрогеологических особенностей локальных структур Среднего Прикамья, установленных бурением [21, 24, 26].

### **Метод анализа особенностей подземного стока**

Локальные структурные поднятия, в особенности тектонически активные в настоящее время, характеризуются повышенной трещиноватостью пород по сравнению с прилегающими к ним участками. Интенсивная инфильтрация атмосферных осадков на их площади обусловила значительную водообильность пород. В примерно равных климатических и литолого-петрографических условиях модуль подземного стока на поднятиях в 2–3 раза выше, чем на соседних моноклиальных участках (рис. 1, табл.).

Все обследованные поднятия в бассейне р. Тулвы, которые установлены бурением, отличались повышенными модулями подземного стока при фоновом –  $1,4 \text{ л/сек/км}^2$  (табл.). Значительная густота речной и овражной сети, а также большие уклоны земной поверхности иногда вызывают снижение модуля подземного стока. Так, на Асьюльском поднятии, где рельеф сильно всхолмлен и расчленен эрозионными формами, наблюдалось снижение его до  $3,6 \text{ л/сек/км}^2$ . Но и эта величина в два раза больше, чем на соседнем участке моноклиального залегания пород (бассейн рч. Константиновки). Широкое развитие глинистых пород на поверхности и вблизи нее, вызывающее колюматацию трещин, несколько снижает модуль подземного стока на поднятиях. Это характерно для юго-запад-



ной части Лобановского вала и для других структур, расположенных на площади развития нижнебелебеевских [24] и верхнешешминских отложений. Однако и в этих условиях изучение подземного стока в бассейне Воткинского водохранилища (ниже г. Перми) позволило установить ряд зон повышенной тектонической трещиноватости, связанных с локальными поднятиями (рис. 2).

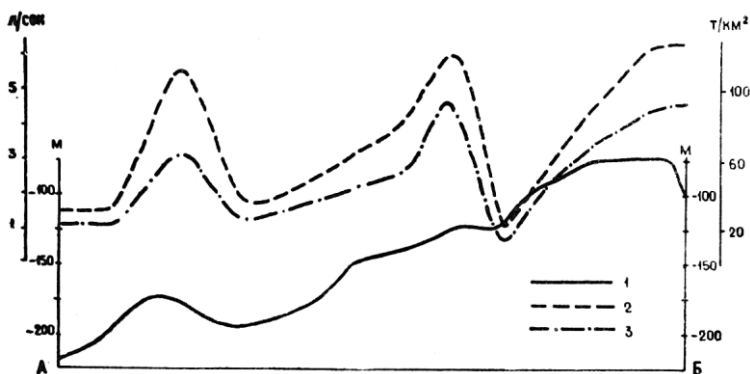


Рис. 1. Изменение модуля подземного стока и подземной химической денудации в зависимости от структурно-тектонических условий: 1 – Кровля маркирующего горизонта, 2 – модуль подземного стока,  $л/сек./км^2$ , 3 – подземная химическая денудация (в год),  $т/км^2$ .

Характер распределения зон повышенной тектонической трещиноватости определяется формой структуры в плане [3, 32]. Например, у брахиантиклинальных складок наиболее развиты и обводнены поперечные и продольные трещинные зоны, а удельная трещиноватость пород увеличивается от крыльев к замку. Это является причиной разнообразия дебита выходов трещинных вод. В Среднем Прикамье дебит родников верхнепермских отложений в зависимости от структурных условий изменяется от менее 0,1 до нескольких десятков  $л/сек$  [21, 24, 25]. Наиболее крупные источники, относящиеся к 4 и 5 классам [20], приурочены по большей части к поднятиям. При удалении от них дебит родников уменьшается. С увеличением высоты поднятия и активности современных положительных тектонических движений возрастает степень концентрации динамических ресурсов подземных вод в наиболее нарушенных трещинных зонах. Для характеристики относительных параметров структуры следует определять коэффициент концентрации подземного стока

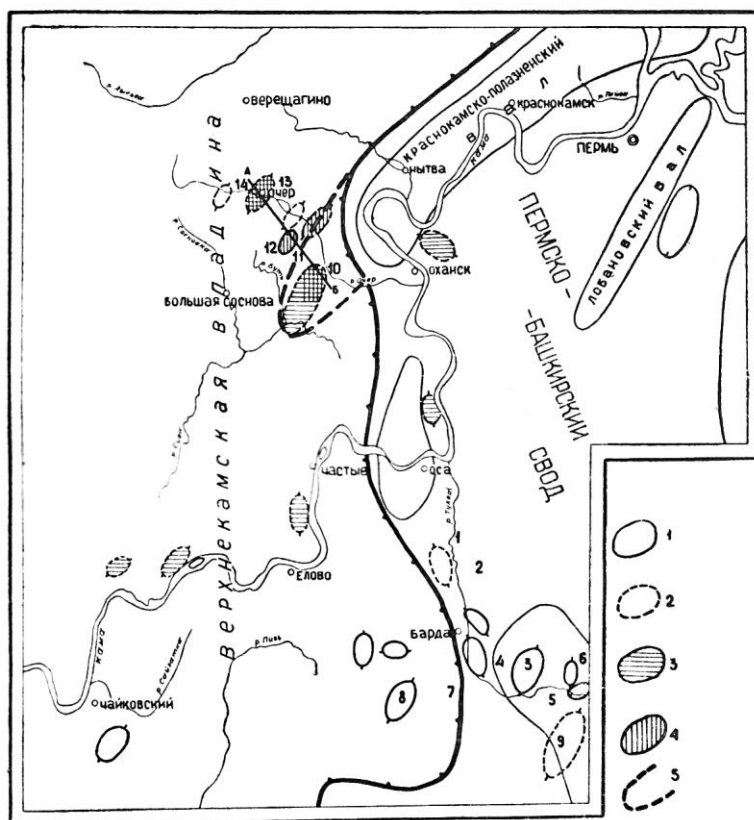


Рис. 2. Схематическая тектоническая карта юго-западной части Пермской области с локальными структурами, изученными гидрогеологическими методами: 1 – структуры, установленные бурением и выделяющиеся по гидрогеологическим данным, 2 – структуры, намечающиеся по гидрогеологическим данным, 3 – структуры, активные в настоящее время, 4 – структуры, намеченные по гидрогеологическим данным, подтвержденные электроразведкой, 5 – намечающееся продолжение Краснокамско-Полазненского вала. *АБ* – линия профиля, показанного на рис. 1. Участки, охарактеризованные в табл., занумерованы (1–14).

Средний коэффициент концентрации подземного стока представляет отношение среднего дебита родников на площади поднятия к модальному (наиболее распространенному) значению дебита. Максимальный коэффициент – это отношение наибольшего дебита родника к модальному значению. Так, в бассейне р. Очеры средний коэффициент концентрации подземного стока при модальном значении  $0,33 \text{ л/сек}$  равен  $8,9$ , а максимальный –  $258$ .

На участках моноклиналильного залегания пород средний коэффициент концентрации подземного стока близок к единице, а максимальный обычно не превышает  $3-5$ .

Скважины, вскрывающие водоносные горизонты на положительных структурах, имеют обычно больший удельный дебит, чем на прилегающих моноклиналильных участках.

Следует отметить, что в некоторых локальных прогибах и на структурных террасах наблюдается значительная концентрация подземных вод и высокие модули стока. Это объясняется или разгрузкой напорных вод в зону свободного стока, или взаимодействием встречных потоков трещинных (грунтовых и слабо напорных) вод, идущих от близлежащих структурных поднятий – областей интенсивного питания водоносных горизонтов. Крупные родники локальных прогибов, площадью до нескольких сотен  $\text{кв. км}$ , в отличие от поднятий, относятся к восходящему типу [25]. В северной части Кольцовской депрессии, где на отдельных участках дебит восходящих родников достигает  $10-35 \text{ л/сек}$ , а модуль подземного стока в зимнюю межень превышает  $8-10 \text{ л/сек/км}^2$ , происходит разгрузка водоносных горизонтов, питающихся на восточном крыле Лобановского вала и на восточном борту Кольцовской депрессии. Повышенная водоносность горизонтов, разгружающихся в верховьях р. Тулвы, обусловлена их питанием на близлежащих Асюльском, Красногорском, Северо-Таныпском и др. поднятиях. В районах активного проявления и значительной дифференциации неотектонических движений небольшие прогибы обладают значительными естественными запасами доброкачественных пресных вод.

Водоносность пород уменьшается в широких прогибах. Вода фонтанирующих скважин здесь отличается повышенной минерализацией. Это связано с уменьшением гидравлического уклона.

Изучение зависимости гидрогеологических условий Среднего Прикамья от структурной обстановки показало, что обобщенная схема гидродинамической зональности карстовых вод (Г. А. Максимович, 1957) может применяться и для пластово-трещинных вод [25]. Она имеет следующий вид: 1 – зона сво-

бодной нисходящей вертикальной циркуляции подземных вод. На слабо водопроницаемых пластах местами происходит горизонтальное движение. II – зона сезонных колебаний уровня вод. III – зона горизонтальной циркуляции подземных вод со свободной поверхностью. IV – зона нисходящей циркуляции напорных трещинных вод. V – зона слабонаклонных и горизонтальных токов напорных подземных вод. VI – зона преобладания восходящей циркуляции.

Мощность зон контролируется в основном структурами. Например, I и IV зоны на поднятиях имеют большую мощность. В прогибах, совпадающих с понижением высоты рельефа, она уменьшается и т. д. Нисходящие фильтрационные токи наблюдаются и в глинистых породах, слагающих зону активной циркуляции поднятий. На это указывали ранее А. Н. Мятнев и др.

Пользуясь гидрогеологической классификацией структур И. К. Зайцева [9], небольшие прогибы можно рассматривать как локальные артезианские бассейны.

Подземный сток на поднятиях может быть центробежным и центростремительным. Это зависит от взаимоотношения поднятий с близлежащими структурами, расположения и глубины эрозионных форм рельефа, а также от геологической истории района.

### **Метод показателя подземного химического стока (денудации)**

Благодаря повышенной трещиноватости пород и значительным уклонам поверхности подземных вод, на структурных поднятиях возникает усиленный водообмен. Скорости движения подземных вод здесь возрастают, а время их взаимодействия с вмещающими породами сокращается. Это приводит к некоторому уменьшению минерализации воды [24]. Значительные объемы инфильтрующихся атмосферных осадков, а также промываемых пород, обладающих большой удельной поверхностью, обуславливают высокие темпы выноса растворимых веществ со структурных поднятий. Показатель подземного химического стока, т. е. количество растворимых веществ, вынесенных подземными водами с каждого кв. км площади бассейна [1], возрастает на локальных положительных структурах (табл.). Несмотря на отмытость пород от легко мигрирующих компонентов, подземная химическая денудация на поднятиях происходит в 1,5–2 и более раз ак-

тивнее, чем на участках моноклинального погружения пород [26]. Она выражается годовым объемом или весом растворимых веществ, вынесенных подземными водами с единицы площади исследуемой территории, – микронами или  $т/км^2$  (табл.).

Обследованные нами в бассейне р. Очер положительные структуры четвертичного тектогенеза отличаются от прилегающих к ним участков активным выносом кремнезема, содержание которого в пресных подземных водах достигает  $52 \text{ мг/л}$ . Миграция подвижных (по Б. Б. Полюнову) компонентов обусловлена здесь значительной концентрацией подземного стока и хорошей проницаемостью верхнепермских пород в зонах повышенной тектонической трещиноватости.

Для характеристики относительной продолжительности пребывания структур одного гидрохимического района в условиях активного водообмена можно пользоваться коэффициентом подземной химической денудации. Он представляет отношение средней минерализации подземных вод к модулю стока. На более древних и хорошо промытых структурах этот коэффициент бывает меньше, чем на сравнительно молодых промыывающихся и непромытых поднятиях.

Показатели подземного химического стока, приведенные в табл., относятся, в основном, к периоду летней межени. В зимнюю межень они уменьшаются примерно на 25 %. Если данные табл. рассматривать как среднегодовые показатели, то химическая денудация на структурных поднятиях Среднего Прикамья в 2–3 раза превышает химическую денудацию Земли [17, 18] и бассейна р. Волги [31]. Она значительно выше химической денудации бассейна р. Камы [15] и восточного крыла Уфимского вала, сложенного карстующимися карбонатными породами [7].

Изучение зависимости гидрогеологических условий и особенностей химической денудации от структурной обстановки позволило наметить юго-западное продолжение Краснокамско-Полазненского вала, а также выделить ряд локальных структурных поднятий в бассейнах рр. Очеры и Тулвы, часть из которых уже подтверждена электроразведочными данными.

При проведении структурно-поисковых работ методом показателя подземного химического стока определение фона должно производиться для каждого гидрохимического района, где климатические и геологические условия определяют однородный ход гидрогеохимических процессов.

## Метод градиента минерализации

На площади локальных поднятий расширенные тектонические трещины служат путями восходящего движения к земной поверхности напорных высокоминерализованных вод нижних гидродинамических зон с замедленным водообменом.

Это явление ранее отмечалось многими исследователями Пермского Прикамья [2, 13, 29].

Интенсивное подпитывание пресных вод глубинными рассолами отражается на величине градиента минерализации подземных вод. Он представляет разность минерализации вод в двух точках, отнесенную к длине интервала глубин. Эта величина обратна гидрохимической ступени [8]. В центральных частях положительных структур градиент увеличивается с глубиной быстрее, чем на крыльях структуры или за ее пределами. Изучая характер изменения минерализации подземных вод с глубиной в верхних гидродинамических зонах, можно судить о структурных условиях того или иного участка в одном гидрохимическом районе.

Небольшая глубина залегания высокоминерализованных вод отмечена на Краснокамско-Полазненском, Чернушинском и др. валах [13]. В Очерской зоне повышенной тектонической трещиноватости, где по гидрогеологическим и гидрохимическим данным намечается крупное структурное поднятие, также имеются места подтока высокоминерализованных вод [25].

Гидрогеологические методы структурно-поисковых исследований относятся к числу наиболее простых и недорогостоящих. В то же время они достаточно эффективны и не требуют специального оборудования и особой переподготовки специалистов-гидрогеологов. Оборудование и приборы, которыми обеспечивают сейчас съемочные гидрогеологические партии полевые гидрохимические лаборатории, гидрометрические вертушки и др.), достаточны для проведения этих работ. Желательно иметь также лабораторию для анализа газов, содержащихся в воде, приборы для определения Eh и др.

Стоимость производства структурно-поисковых исследований сравнительно невелика. В Пермской области она в несколько раз меньше стоимости электроразведки. При этом следует учесть, что материалы структурно-гидрогеологических исследований могут быть использованы при изыскании источников питьевого и технического водоснабжения (законтурное заводнение и т. д.).

Основным недостатком гидрогеологических методов является невозможность установления деталей строения выявленных структур – их высоты, углов наклона крыльев и т. д.

Поэтому структурно-гидрогеологические исследования необходимо сочетать с другими методами, дающими количественную характеристику этих параметров.

В настоящей работе обобщены первые результаты структурно-гидрогеологических исследований, проведенных в южной части зоны избыточного увлажнения. В дальнейшем предлагаемые методы необходимо совершенствовать, учитывая особенности различных климатических зон и геолого-структурных районов.

**Лаборатория геологии Пермского университета**

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Гидрометеиздат, 1953.
2. Афанасьев Т. П. Подземные воды Среднего Поволжья и Прикамья и их гидрохимическая зональность. Изд. АН СССР. М., 1956.
3. Белоусов В. В. Структурная геология. Изд. МГУ, 1961.
4. Буданов Н. Д. Роль новейшей тектоники и связанных с ней трещинных нарушений в гидрогеологии Урала. Сов. геология, № 58, 1957.
5. Буялов Н. И. Опыт применения комплексной геологической съемки. Сб. статей Всес. заочн. политехн. ин-та, вып. 7, 1954.
6. Васильевский М. М. О гидрогеологическом районировании территории СССР. Природа, № 4, 1940.
7. Горбунова К. А. Подземная химическая денудация и активность карста в восточной части Уфимского плато. Уч. зап. Пермского университета, т. 20, вып. 1, 1960.
8. Гуревич М. С., Зайцев И. К. и Толстихин Н. И. Региональные гидрохимические закономерности артезианских бассейнов СССР. Тр. ЛГГП, т. XVI, М., 1958.
9. Зайцев И. К. Основные типы гидрогеологических структур на территории СССР. Сов. геология, № 11, 1959.
10. Игнатович Н. К. Гидрогеологическая структура – основа гидрогеологического районирования СССР. Сов. геология, № 19, 1947.
11. Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, 1959.
12. Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей, т. 1. Гостоптехиздат, 1958.
13. Кротова В. А. Волго-Уральская нефтеносная область. Гидрогеология. Тр. ВНИГРИ, нов. сер., вып. 94, 1956.
14. Ланге О. К. О распределении подземных вод в земной коре. Проблемы гидрогеологии. Госгеолтехиздат. М., 1960.
15. Лушников Е. А. К характеристике денудации Урала. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2(3). Пермь, 1963.
16. Макаренко Ф. А. О гидрохимическом районировании грунтовых вод по химическому составу малых рек. ДАН СССР, т. 74, № 3, 1950.
17. Максимович Г. А. Химическая денудация Земли. ДАН СССР, т. ХСIII, № 4, 1953.
18. Максимович Г. А. Химическая география вод суши. Географгиз. М., 1955.
19. Максимович Г. А. Основные типы гидродинамических профилей областей карста карбонатных и сульфатных отложений. ДАН СССР, т. 112, № 3, 1957.
20. Максимович Г. А. Классификация родников по дебиту и карстовые источники. Гидрогеология и карстование, вып. 1. Пермь, 1962.

21. Михайлов Г. К. Гидрогеологические особенности уфимских отложений Среднего Прикамья. Уч. зап. Пермского университета, т. XX, в. 1, 1960.
22. Михайлов Г. К. К химической географии притоков Воткинского водохранилища. Химическая география, вып. 1. Пермь, 1961.
23. Михайлов Г. К. К химической географии подземных вод верхнепермских отложений Среднего Прикамья. География Пермской области, вып. 1. Пермь, 1962.
24. Михайлов Г. К. Гидрогеологические особенности белебеевских отложений Среднего Прикамья. Изв. ВУЗ. Геология и разведка, № 3, 1962.
25. Михайлов Г. К. Гидрогеологические особенности татарских отложений Среднего Прикамья. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1. Пермь, 1962.
26. Михайлов Г. К. Подземный химический сток как показатель структурно-гидрогеологических условий. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2(3). Пермь, 1963.
27. Мятлев А. Н. Напорный комплекс подземных вод и колодцы. Изв. АН СССР, отд. тех. наук, № 9, 1947.
28. Овчинников А. М. Значение гидрогеологии в решении вопросов стратиграфии и тектоники. Сов. геология, № 2–3, 1940.
29. Силин-Бекчураин А. И. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала. Тр. ЛГГП, т. IV, М., 1949.
30. Софроницкий П. А., Абрикосов И. Х. Перспективы нефтегазоносности Пермской области. Геология нефти и газа, № 10, 1959.
31. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1. Изд. АН СССР, М., 1962.
32. Чернышев Н. И. Тектоническая трещиноватость верхнепермских отложений Пермско-Сарапульского Прикамья. Изв. ВУЗ. Геология и разведка, № 12, 1959.



**Г. К. Михайлов, Б. А. Булдаков, Г. А. Звягин**  
**СТРУКТУРНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ**  
**НА МЕЖДУРЕЧЬЕ БАБКИ И ИРЕНИ**

Междуречье Бабки и Ирени, находящееся в центральной части Пермской области, в структурно-тектоническом отношении изучено недостаточно полно. Поэтому в 1964 г. Лаборатория геологии Пермского университета по согласованию с геологическим отделом объединения «Пермнефть» провела здесь поиски локальных тектонических поднятий гидрогеологическими методами.

Район исследований на севере ограничен широтой пос. Кукуштан, на юге – р. Туркой. На западе и северо-западе его граница проходит по р. Бабке, а на востоке – по меридиану с. Троельги.

Характерной особенностью междуречья Бабки и Ирени является значительные превышения отметок поверхности рельефа над руслами местных водотоков. Вершины горы Белой превышает уровни рек Бабки, Турки, Быма и Бырмы на 250–300 м. Повышенная густота речной и овражной сети в западной половине обусловлена широким распространением на поверхности глинистых белебеевских отложений.

Указанная территория находится в северной части Пермско-Башкирского свода, где каменноугольные отложения являются высокоперспективными в нефтеносном отношении [1, 17], а кровля артинских пород – основного маркирующего горизонта, залегает на глубине 350–400 м и более.

Исследуемый район расположен вблизи восточной границы сложного Волго-Камского артезианского бассейна (4), где зона активной циркуляции подземных вод сложена шешминскими и белебеевскими отложениями. Из-за резкой фаци-

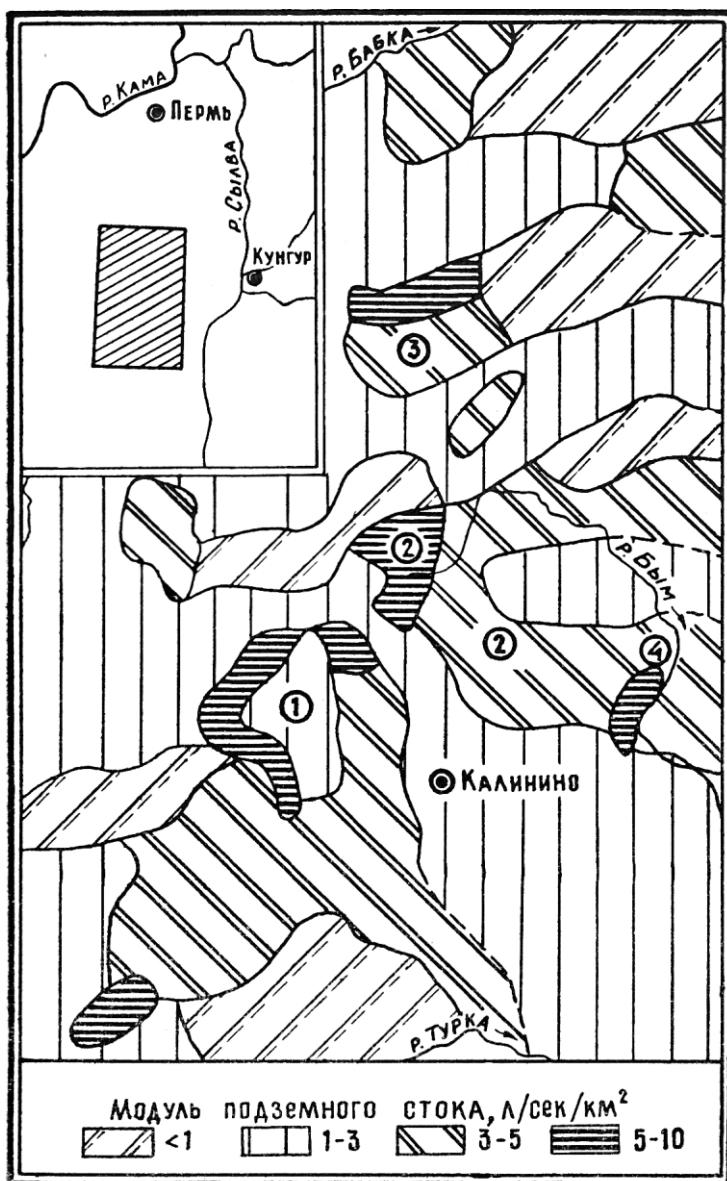


Рис. 1. Карта подземного стока на междуречье Бабки и Ирены (август, 1964 г.).  
 Водообильные участки: 1 – Покровский, 2 – Калининско-Бымский,  
 3 – Юмышский, 4 – Талицкий.

альной изменчивости пород выдержанные водоносные горизонты здесь отсутствуют (11, 14).

Основной гидрогеологической особенностью верхнепермских отложений междуречья Бабки и Ирени является значительная изменчивость водообильности пород в зоне активного водообмена, а также резкая концентрация подземного стока на участках повышенной тектонической трещиноватости. Модуль подземного стока в период летней межени 1964 г. изменялся от менее 0,5 до 13 л/сек/км<sup>2</sup> и более. Средний арифметический модуль по данным 168 специальных замеров равен 3,1 л/сек/км<sup>2</sup> при величине среднеквадратического отклонения – 2,9 л/сек/км<sup>2</sup>. Ошибка среднего значения равна 0,23, а показатель точности его исследования – 7,38 %. При исключении из статического ряда резко выделяющихся величин значение среднего модуля уменьшается до 2,2 л/сек/км<sup>2</sup>. Мода равна 1,2 л/сек/км<sup>2</sup>. Уменьшение модуля подземного стока в зимнюю межень 1965 г. по сравнению с периодом летней межени 1964 г. составило в среднем 22 %. В зонах повышенной тектонической трещиноватости пород оно равнялось 10–15 %. Распределение подземного стока на исследуемой площади показано на рис. 1. Значительный коэффициент его вариации (93,6 %) свидетельствует о гидрогеологической неоднородности района. Повышенная водоносность верхнепермских пород установлена на Покровском, Калининско-Быском, Юмышском, Талицком участках и в др. местах.

Покровский водообильный участок расположен в 5–10 км западнее с. Калинино. Толща верхнепермских пород здесь дренируется р. Бырмой (бассейн р. Турки) и ее левыми притоками – речками Березовкой и Каменкой. В северной части участок дренируют притоки р. Б. Юга – речки Покровка, Холанка, Коммуна. Модуль подземного стока на Покровском участке достигает 11 л/сек/км<sup>2</sup> и более. Наименьшие значения модуля установлены в центральной части участка, наибольшие – на его окраинах. Зоны повышенной водоносности пород полукольцом опоясывают участок с севера, запада и юга (рис. 1). Такое соотношение водообильных и слабо водообильных зон характерно для структурных поднятий с внешним подземным стоком [15].

Мощные зоны стока и разгрузки подземных вод установлены в долинах рек: Бырмы (верхнее течение), Каменки, Патраковки, Березовки, Коммуны и в других местах. Участок входит в состав крупной водообильной зоны, протягивающейся на северо-восток от междуречья Бырмы и Турки.

Калининско-Быский водообильный участок находится в центральной части междуречья. Он включает левобере-

режную часть бассейна р. Б. Юга выше с. Калинино, бассейн р. М. Юга выше д. Пригон, а также значительную часть верхнего течения р. Быма выше одноименного села. Наибольшая водообильность пород на этом участке установлена в окрестностях с. Быма, где модуль подземного стока в летнюю межень достигает  $7\text{--}11 \text{ л/сек/км}^2$ . Самая водообильная зона расположена в  $1\text{--}2 \text{ км}$  юго-западнее д. Отрады. В юго-восточном направлении водообильность пород уменьшается до  $3,5 \text{ л/сек/км}^2$ .

Юмышский водообильный участок был выделен ранее на кунгурском листе гидрогеологической карты Урала (Г. К. Михайлов, 1957). Он расположен в бассейне верхнего течения рч. Юмыш (южный), выше р. Табег. По данным 1964 г., участок характеризуется модулями подземного стока до  $9 \text{ л/сек/км}^2$  и четко выделяется на окружающем гидрогеологическом фоне. Наиболее водообильная северная окраина участка ( $7\text{--}9 \text{ л/сек/км}^2$ ), в южной части его модуль подземного стока в  $3\text{--}4$  раза превышает модальное значение, характерное для площадей с моноклинальным залеганием пород [15]. Повышенная водообильность пород на юге участка установлена в бассейнах рек Шурыша и Табega.

Талицкий водообильный участок расположен в  $7 \text{ км}$  восточнее-северо-восточнее с. Калинино. Он занимает бассейн рч. Талицы и часть бассейна среднего течения р. Быма, между устьем р. Талицы и северной окраиной д. Блины. Хотя модуль подземного стока здесь не превышает  $5 \text{ л/сек/км}^2$ , участок характеризуется максимальной концентрацией подземного стока в области распространения шешминской водоносной свиты Среднего Прикамья [11, 15].

Повышенная водоносность верхнепермских пород по небольшому числу замеров установлена в бассейнах правых притоков р. Бабки, расположенных выше устья р. Бырмы в окрестностях с. Бизяра и с. Н. Пальник, в среднем течении р. Гаревки, а также в бассейне среднего течения р. Юмыш (северный) у д. Баймуры и в других местах (рис. 1).

Необходимо отметить повышенную водообильность шешминских пород в бассейнах верхнего течения рек Бырмы, Б. Юга, Быма, Юмыш, по сравнению с другими районами Прикамья, где они перекрываются глинистыми породами нижнего белебея. Это объясняется очень высокой трещиноватостью верхнепермских пород в характеризуемой части междуречья Бабки и Ирени.

Дебиты родников верхней водоносной серии палеозоя в западной и центральной частях междуречья изменяются от менее  $0,1$  до  $42 \text{ л/сек}$ . Это обусловлено неравномерной трещи-

новатостью верхнепермских пород на локальных тектонических поднятиях и различной гидрогеологической эффективностью тектонических трещин в зонах проявления дифференцированных неотектонических движений.

Средний дебит 175 обследованных родников равен 1,94 л/сек при величине среднеквадратичного отклонения – 4,0 л/сек и коэффициенте вариации – 205,7 %. Точность исследования среднего значения составила 15,5 %, модальное значение – 0,36 л/сек. При исключении из расчета родников с дебитом, превышающим двухсигмовый предел, средний дебит уменьшается до 1,33 л/сек.

Наиболее распространены в исследуемом районе водоносные песчаники шешминской свиты. Из 131 родника с установленным составом водоносных пород к ним приурочено 112, или около 80 %. Тектонические трещины, пересекающие шешминские песчаники, являются наиболее водообильными. Средний арифметический дебит родников, связанных с такими трещинами, по сгруппированным данным равен 2,43 л/сек. Среднеквадратическое отклонение дебита родников равняется 4,74 л/сек, а коэффициент изменчивости – 195,1 %. Ошибка определения среднего дебита родников, приуроченных к водоносным шешминским песчаникам, равна 0,45 л/сек.

Неравномерная трещиноватость пород, обусловленная неотектоническим развитием различных структур, сильно влияет на распределение и концентрацию подземного стока в зоне активного водообмена [2, 10, 11–15, 16, 19]. На междуречьи Бабки и Ирени неравномерность подземного стока подтверждается следующими данными. Из 175 обследованных родников к классу малых по дебиту [7] относятся 103, или 60 %. Однако их суммарный дебит – 45,3 л/сек составляет только 13,3 % от общего суммарного дебита. Число значительных родников равно 66, а суммарный дебит их составил 188,5 л/сек (55,4 %). Шесть больших родников концентрируют значительную часть родникового стока – 106,5 л/сек (31,3 %).

Большая часть обследованных родников приурочена к тектоническим трещинам северо-восточного (с истинными азимутами 10° и 40°), северо-западного (с истинными азимутами 310° и 340°) и широтного простирания. Это показано на розе-диаграмме водоносных трещин (рис. 2), составленной Ю. М. Кривенковым. Наиболее обводнены трещины северо-западного простирания с азимутом около 310° (средний дебит 3,3 л/сек) и северо-восточного простирания с истинными азимутами около 40° (средний дебит 2,8 л/сек). Средний дебит родников, приуроченных к широтным трещинам, равен 2,1 л/сек.

Средний коэффициент концентрации подземного стока [10, 15] на междуречьи Бабки и Ирени равен 5. Наибольшие значения этого коэффициента установлены на площади охарактеризованных выше водообильных участков.

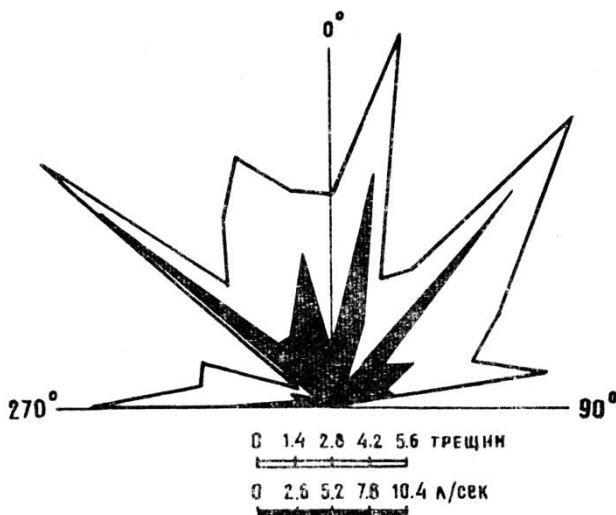


Рис. 2. Роза-диаграмма простираения водоносных трещин и их водообильности.

На Талицком участке, где дебит родников достигает 20–42 л/сек, коэффициент концентрации подземного стока возрастает до 50–100. Самые крупные родники расположены около д. Талицы на левом берегу одноименной речки и на правом берегу ее притока – р. Смирновки, а также на левом берегу р. Быма у юго-восточной окраины д. Блины и в д. Пермяки. Большая часть родников здесь приурочена к трещинам широтного и меридионального простираения, однако более крупные родники вытекают из трещин северо-западного и северо-восточного простираения.

На Калининско-Бымском участке в зонах максимальной концентрации подземного стока дебит родников достигает 9,3 л/сек. В основном здесь распространены рассеянные выходы подземных вод. Крупные родники чаще встречаются в южной части участка на восточных склонах долин. Они обследованы на левом берегу р. Б. Юг у д. В. Пруды, на левом берегу р. М. Юг, выше д. Талицы и в др. местах.

Преобладание рассеянных выходов подземных вод характерно и для Покровского водообильного участка. Значительные по дебиту сосредоточенные родники здесь сравнительно

редки. Для участка типичны непрерывные пластовые выходы длиной до 0,5 км. Дебит отдельных струй в таких местах нередко достигает 1 л/сек. Пластовые выходы подземных вод на уровне дна речных долин обследованы в бассейне р. Каменки, на левом берегу р. Бырмы, в верховьях р. Коммуны и др. местах. По-видимому, большая часть территории Покровского участка находится на «зрелой» стадии гидрогеологического развития [15]. Подвешенные родники-реликты «отмирающих» водоносных горизонтов встречены в долине р. Каменки.

Глубина залегания трещинно-грунтовых вод в центральной части участка достигает 20 м и более. Восходящие родники с дебитом 0,5–4 л/сек и фонтанирующая скважина находятся на окраинах Покровской водообильной площади.

Территория Юмышского водообильного участка, где водоносные породы представлены в основном шешминскими песчаниками, отличается от предыдущих наличием большого числа зон с повышенным коэффициентом концентрации подземного стока – от 6 до 40.

Крупные родники здесь приурочены к тектоническим трещинам юго-восточного и долготного простирания с истинными азимутами 160°–180°. Дебит их равен 4–15 л/сек. В двух случаях отмечена повышенная водоносность субширотных трещин, к которым приурочены источники с дебитом 3 и 8 л/сек. Значительная концентрация подземного стока в зонах трещинных нарушений и наличие крупных родников, выходящих на небольшой высоте (0,5–2 м, редко более) над дном дренирующих долин, характерно для локальных тектонических поднятий, находящихся на второй стадии гидрогеологического развития [15].

Химический состав подземных вод зоны активного водообмена на междуречьи Бабки и Ирени свидетельствует о значительной, но неравномерной промытости белебеевских и шешминских отложений. Это обусловлено структурно-тектонической обстановкой, неотектоникой и составом пород.

Минерализация подземных вод, циркулирующих выше уровня эрозийного вреза, по данным опробования 113 родников колеблется от 260 до 700 мг/л. Средняя величина ее равна 418,2 мг/л при точности исследования 4,2 %. Коэффициент изменчивости минерализации вод равен 44,2 %, т. к. средне-квадратическое отклонение ее составило 184,6 мг/л.

Формула среднего химического состава подземных вод имеет следующий вид:  $M\ 0,42\ HCO_3\ 68 - Ca\ 17 - Mg\ 4 - H_2SiO_3\ 3 - SO_4\ 3 - Na\ 2^*$ .

---

\* Здесь и далее в тексте: М – Минерализация в г/л, цифры у компонентов – весовые проценты от общей минерализации воды.

Таким образом, для пресных подземных вод западной части междуречья Бабки и Ирени характерно преобладание гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации, которая типична для лесной зоны [6].

Аналогичный состав имеют и поверхностные воды этого района. Средняя минерализация их в летнюю межень по данным случайной выборки, состоящей из 36 проб, равна 0,40 г/л. Концентрация гидрокарбонатных ионов и ионов кальция соответственно составили 68 % и 17 %.

Наибольшая промытость пород установлена на Покровском водообильном участке. Пробы подземных вод, взятые из родников в засушливый период летней межени, в большей части случаев имели минерализацию в пределах от 0,33 до 0,35 г/л. Превышение величины 0,40 г/л здесь не наблюдалось. В бассейне р. Бырмы в зонах активного подземного стока отмечено уменьшение минерализации речных вод до 0,22–0,27 г/л.

Родниковые воды Покровского участка относятся к гидрокарбонатно-кальциевым, гидрокарбонатно-кальциево-кремниевым гидрохимическим фациям, а речные воды – к гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной фации. Это обстоятельство свидетельствует об активизации процессов выщелачивания верхнепермских отложений в зонах интенсивных трещинных нарушений. Состав подземных и речных вод Покровского участка можно представить следующими формулами:

М 0,34  $\text{HCO}_3$  69 – Ca 17 –  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  5 (родник на левом берегу р. Каменки)

М 0,36  $\text{HCO}_3$  65 – Ca 17 –  $\text{SO}_4$  9 (р. Каменка)

М 0,27  $\text{HCO}_3$  70 – Ca 20 –  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  5 (лев. приток р. Бырмы)

Вынос растворенных веществ подземными водами на площади Покровского водообильного участка в среднем составляет около 50 т/год/км<sup>2</sup>, а коэффициент подземной химической денудации [7, 13] равен 0,03–0,10.

На Калининско-Бымском и Талицком водообильных участках средняя минерализация подземных вод несколько выше, чем на Покровском. Она равна 0,42 г/л. Повышенная дисперсия минерализации родниковых вод свидетельствует о резкой локализации подземного стока и неравномерной промытости верхнепермских отложений. Неодновременное вовлечение различно трещиноватых блоков пород в интенсивный водообмен, обусловленное неотектоническим развитием структур [2, 19], также способствует этому. Более промытые участки отличаются сравнительно малой минерализацией подземных вод (0,36 г/л) и преобладанием двух- и трехкомпонентных гидро-



химических фаций\*. Плохо промытые блоки пород характеризуются повышенной минерализацией подземных вод (0,47 г/л и более) и многокомпонентными фациями [12].

Такая гидрохимическая обстановка весьма типична для районов, тектонически активно развивающихся на современном этапе геологической истории.

Для Калининско-Бымского и Талицкого участков характерно преобладание двух- и трехкомпонентных гидрохимических фаций выщелачивания со следующим соотношением основных компонентов:

М 0,40  $\text{HCO}_3$  68 – Са 17 (родник в верховьях р. Б. Юг)

М 0,38  $\text{HCO}_3$  67 – Са 19 –  $\text{H}_2\text{SiO}_3$  5 (родник у д. Ерши) Темпы выноса растворенных веществ подземными водами в различных структурно-тектонических зонах здесь изменяются от 40 до 200 т/год/км<sup>2</sup> при усредненных показателях – 40–65 т/год/км<sup>2</sup>. Коэффициент химической денудации [6, 13] на большей части территории не превышает 0,1.

Юмышский водообильный участок отличается повышенной минерализацией вод в родниках и широким распространением трехкомпонентных гидрохимических фаций выщелачивания. Это определяется меньшей промытостью пород и более широким распространением ионов магния в подземных водах зоны активного водообмена. Средняя минерализация подземных вод здесь равна 0,48 г/л, что на 62 мг/л выше среднего значения для изученной части междуречья Бабки и Ирени.

Наиболее типичный состав подземных вод в родниках Юмышского участка следующий:

М 0,45  $\text{HCO}_3$  70 – Са 16 – Mg 5 (родник в д. Зеленовке) В зонах относительно молодых трещинных нарушений преобладают многокомпонентные гидрохимические фации с повышенной минерализацией воды:

М 0,47  $\text{HCO}_3$  64 – Са 12 –  $\text{SO}_4$  8 – Na 5 – Mg 5.

В слаботрещиноватых и маловодообильных зонах минерализация вод возрастает до 0,7 г/л.

Вынос растворенных веществ подземными водами на Юмышском водообильном участке изменяется от 25 до 130 т/год/км<sup>2</sup> при среднем значении 43–65 т/год/км<sup>2</sup>. Коэффициент химической денудации здесь равен 0,04–0,14.

В таблице сведены основные показатели водоносности верхнепермских пород и темпов гидрохимических процессов в зоне эпигидрогенеза и гидрогенеза [9] на водообильных участках междуречья Бабки и Ирени. Они хорошо согласу-

---

\* В составе гидрохимических фаций нами учтены основные компоненты, содержание которых превышает 5 % от общей минерализации воды.

Таблица

**Модуль стока и подземная химическая денудация на водообильных участках междуречья Бабки и Ирени (июль–август 1964 г.)**

| Название речки<br>или ручья                                 | Модуль<br>стока,<br><i>л/сек/км<sup>2</sup></i> | Минерализация<br>воды, <i>г/л</i> | Кэфф.<br>хим.<br>денудации | Вынос растворенных<br>веществ |                              |
|-------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------|-----------------------------------|----------------------------|-------------------------------|------------------------------|
|                                                             |                                                 |                                   |                            | <i>г/сек</i>                  | <i>т/ год/км<sup>2</sup></i> |
| Покровский водообильный участок                             |                                                 |                                   |                            |                               |                              |
| Патраковка                                                  | 4,0                                             | 0,40                              | 0,10                       | 8                             | 51                           |
| Каменка                                                     | 5,2                                             | 0,36                              | 0,06                       | 18                            | 59                           |
| Бырма                                                       | 4,5                                             | 0,25                              | 0,05                       | 13                            | 36                           |
| Бырма                                                       | 5,7                                             | 0,29                              | 0,05                       | 47                            | 52                           |
| Коммуна                                                     | 11,0                                            | 0,36                              | 0,03                       | 16                            | 123                          |
| Лысенка (Покровка)                                          | 3,8                                             | 0,34                              | 0,09                       | 9                             | 41                           |
| Ильинка                                                     | 6,0                                             | 0,37                              | 0,06                       | 39                            | 69                           |
| Калининско-Бымский водообильный участок (включая р. Талицу) |                                                 |                                   |                            |                               |                              |
| Правый приток р. Бым                                        | 11,6                                            | 0,32                              | 0,03                       | 8                             | 198                          |
| Бым (верховья)                                              | 8,1                                             | 0,37                              | 0,04                       | 27                            | 97                           |
| Левый приток р. Бым                                         | 6,3                                             | 0,33                              | 0,05                       | 20                            | 64                           |
| Б. Юг (верховья)                                            | 5,3                                             | 0,25                              | 0,05                       | 6                             | 71                           |
| Сев. Бымок                                                  | 3,5                                             | 0,38                              | 0,11                       | 5                             | 41                           |
| Песчанка                                                    | 3,2                                             | 0,35                              | 0,11                       | 17                            | 61                           |
| Талица                                                      | 3,4                                             | 0,46                              | 0,14                       | 66                            | 65                           |
| Юмышский водообильный участок                               |                                                 |                                   |                            |                               |                              |
| Табег                                                       | 5,3                                             | 0,40                              | 0,08                       | 38                            | 114                          |
| Юмыш                                                        | 4,3                                             | 0,37                              | 0,09                       | 83                            | 66                           |
| Левый приток р. Юмыш                                        | 7,6                                             | 0,38                              | 0,05                       | 6                             | 121                          |
| Правый приток<br>р. Юмыш                                    | 9,4                                             | 0,33                              | 0,04                       | 24                            | 129                          |
| Шурыш                                                       | 4,5                                             | 0,38                              | 0,08                       | 66                            | 71                           |

ются с данными о среднемноголетнем химическом стоке, вычисленными для характеризуемой территории Е. А. Лушниковым и Г. Г. Жидковой [5]. Сопоставление их с аналогичными показателями, рассчитанными для локальных тектонических поднятий юго-запада Пермской области [13, 15], дает основание полагать, что водообильные участки находятся на площади глубинных положительных структур локального типа.

В 1964 г. в северной половине исследуемого района одновременно с Лабораторией геологии Пермского университета работала сейсмическая партия треста «Пермнефтегеофизика» под руководством Л. Я. Обольского. В результате предварительного анализа материалов сейсморазведки сотрудниками этой партии выявлен ряд структурных поднятий по первому отражающему горизонту, отождествляемому с верейскими отложениями среднего карбона. Так, на площади Юмышского водообильного участка сейсморазведкой закартировано Богородское поднятие. Северная часть Калининско-Бымского участка, находящаяся в районе работ сеймопартии, расположена на территории Бымского поднятия. Слабоводообильные участки в бассейне р. Кукуштан, правого притока р. Бабки, и в бассейнах рек Бобылки и Сосновки (среднее течение р. Юмыш) соответствуют структурным прогибам.

Наибольшая деформация пород установлена нами на территории Покровского участка и северной части Калининско-Бымского участка. Это наиболее обводненные и промытые части структур, активное формирование которых продолжается в неоген-антропогенное время. Значительные трещинные нарушения, выявленные в бассейне р. Юмыш и в долине р. Талицы, имеют более молодой возраст, чем на Покровском участке. Структура на площади Юмышского участка, по-видимому, менее раскрыта, чем остальные [3].

Анализ гидрогеологической обстановки дает возможность наметить в исследуемом районе две крупные линейно-прерывистые водообильные зоны (рис. 1). Первая из них проходит от среднего и нижнего течения рек Б. и М. Гаревка, в бассейне р. Турки, к бассейну среднего течения р. Бырмы, захватывая Покровский участок. Далее она прослеживается в верховьях р. Быма, в верхнем течении р. Юмыш и выходит за пределы района.

Вторая крупная водообильная зона, также простирающаяся в северо-восточном направлении, находится в окрестностях д. Красный Берег на левом берегу р. Турки, в районе д. Талица, Пермьяки, Блины в бассейне среднего течения р. Быма.

Вполне возможно, что проведение детальных исследований в западной части характеризуемого района, позволит выявить еще одну линейную зону повышенной водоносности пород. Она объединит водообильные участки в среднем течении рч. Гаревки, на Бизярском поднятии и в окрестностях д. Н. Пальник, где по данным сейсморазведки (1964) намечается поднятие среднекаменноугольных пород.

**Лаборатория геологии Пермского университета**

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абрикосов И. Х. Нефтегазоносность Пермской области. Гостоптехиздат, М., 1963.
2. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. Изд. «Наука», М., 1964.
3. Игнатович Н. К. Гидрогеологические структуры – основа гидрогеологического районирования территории СССР. Сов. геология, сб. 19, 1947.
4. Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, 1959.
5. Лушников Е. А., Жидкова Г. Г. Карты механического и химического стока рек Урала. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3(4), Пермь, 1964.
6. Максимович Г. А. Химическая география вод Суши. Географгиз, М., 1955.
7. Максимович Г. А. Классификация родников по дебиту и карстовые источники. Гидрогеология и карстование, вып. 1, Пермь, 1962.
8. Максимович Г. А. Основы карстования, т. 1, Пермь, 1963.
9. Максимович Г. А. Гидрогеохимические зоны платформ. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3(4), Пермь, 1964.
10. Максимович Г. А., Михайлов Г. К. Гидрогеологические методы поисков локальных платформенных структур. Тез. докл. Всесоюзного научно-технического совещания по гидрогеологии и инженерной геологии. Секция гидрогеохимии, Москва – Ереван, 1963.
11. Михайлов Г. К. Гидрогеологические особенности уфимских отложений Среднего Прикамья. Уч. зап. Пермского университета, т. XX, вып. 1, Пермь, 1960.
12. Михайлов Г. К. К химической географии подземных вод верхнепермских отложений Среднего Прикамья. География Пермской области, вып. 1, Пермь, 1962.
13. Михайлов Г. К. Подземный химический сток как показатель структурно-геологических условий. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2, Пермь, 1962.
14. Михайлов Г. К. Гидрогеологические особенности белебеевских отложений Среднего Прикамья. Изв. ВУЗ, Геология и разведка, № 3, 1962.
15. Михайлов Г. К. К вопросу о структурно-геологической интерпретации гидрогеологических данных при изучении фациально невыдержанных толщ. Гидрогеология и карстование, вып. 2, Пермь, 1964.
16. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Госгеолтехиздат, 1962.
17. Софроницкий П. А., Шершнев К. С. Тектоника Пермского Прикамья в свете новых данных. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXVI, М., 1963.
18. Чернышев Н. И. Тектоническая трещиноватость пород Пермско-Сарапульского Прикамья. Изв. ВУЗ. Геология и разведка, № 12, 1959.
19. Щеголев Д. И., Толстихин Н. И. Подземные воды в трещиноватых породах. Гостоптехиздат, 1939.

**Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, В. В. Рудометов**  
**ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ГРУНТОВЫХ**  
**ВОД В ГОРОДСКИХ ПОСЕЛЕНИЯХ**

В крупных городах и промышленных центрах в результате деятельности человека наблюдаются изменения условий питания, стока и разгрузки грунтовых вод, а также их уровня и температурного режима. Сказывается это и на формировании химического состава подземных вод [8, 9, 10, 14, [6].

Застройка территории городов зданиями, дорожные покрытия, тротуары изменяют условия инфильтрации атмосферных и талых снеговых вод. Атмосферные осадки с крыш по водосточным трубам стекают на землю и далее в городскую канализацию. Туда же попадает и значительная часть осадков, выпавших на тротуары и мостовые. В результате в грунтовые воды инфильтруется меньше влаги. Поливка улиц не улучшает дело, так как вода либо испаряется, либо стекает в канализацию. Некоторый приток дает поливка насаждений; малую роль играет и вода, поступающая при коррозии и разрывах водонапорных и канализационных труб.

В большинстве случаев приходная часть водного баланса грунтовых вод уменьшается, а уровень их понижается. Вековое понижение уровня грунтовых вод установлено в Москве, Лондоне, Париже, Берлине, Мехико, Токио и многих других городах. Искусственное снижение горизонта грунтовых вод в Москве составляет от 0,5 до 32 м. Депрессионные воронки бывают стабильные и временные. Первые формируются в результате долговременного действия стационарных дренажных систем и длительной эксплуатации вод. Временные депрессионные воронки возникают в результате водоотливов при про-

изводстве земляных работ и других непродолжительных искусственных водопонижениях.

Реже происходит повышение уровня грунтовых вод. В отличие от понижения оно исчисляется не десятками метров, а метрами и распространяется на небольших, чаще всего узких площадях. Из искусственных факторов, вызывающих местное повышение уровня грунтовых вод, можно указать подпор зарегулированными речными водами, прудами, водохранилищами и инфильтрацию из них. Может играть роль и подпор грунтовых потоков подземными сооружениями, а также спуск и утечка водопроводных, технических и хозяйственных вод, искусственные поливы, конденсация влаги под зданиями и сооружениями. Можно еще указать на снеговое питание в местах снежных свалок, питание атмосферными водами в местах скопления их вследствие плохой вертикальной планировки и наконец питание водопроводными водами в местах разлива при крановом водоразборе. Подъем уровня грунтовых вод, обусловленный этими причинами, составил в Москве от 0,5–1,5 до 2,5 м [8], а в Новочеркасске – до 10 м.

Изменяется и температура грунтовых вод: в центральных частях Москвы она на 2–3° выше, чем на окраинах, а в некоторых участках под влиянием искусственного воздействия – на 5–10° выше нормальной. Имеет место и понижение температуры грунтовых вод. Оно обусловлено снегоуборкой, повышающей зимнее охлаждение пород, искусственным замораживанием водонасыщенных пород и другими причинами.

Своеобразны условия формирования химического состава грунтовых вод в крупных населенных пунктах. Наряду с природными факторами данной географической зоны, большую роль приобретают местные антропогенные факторы.

Рассмотрим влияние этих факторов на примере изученного города, где обследовано более 500 колодцев. На территории города имеется два сложных грунтовых потока, дренируемых главной рекой и ее притоками (рис. 1). Наиболее распространены грунтовые воды аллювиальных отложений, приуроченные к песчано-гравийно-галечниковому комплексу. Местами встречаются воды зоны выветривания песчаников уфимского яруса. На территории города выделено несколько районов, ограниченных рекой и ее притоками.

Заречье представляет низкие аккумулятивные террасы, сложенные супесями, суглинками, песками, гравием с галькой, залегающими на глинах. Местами пески вскрыты непосредственно под почвой. По замерам 38 колодцев глубина до воды обычно составляет 0,6–2,0 м.

Запад имеет разнообразные геоморфологические и гидрогеологические условия. Грунтовые воды приурочены к песчано-гравийно-галечниковым отложениям четырех террас и стекают с высоких участков в сторону речных долин. Глубина колодцев до воды уменьшается в этом же направлении от 14 м до 1 м.

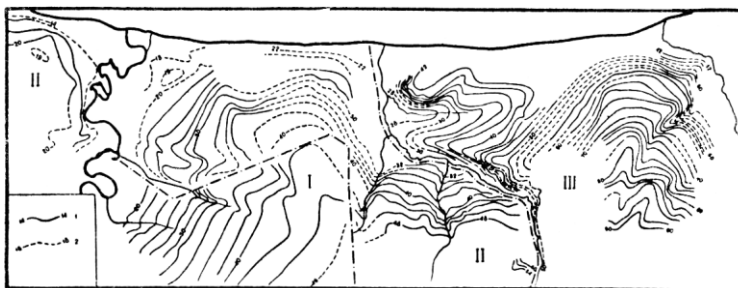


Рис. 1. Схема гидроизогипс грунтовых вод левобережья в условных отметках (1, 2) по данным 1930 г. (I), 1944 г. (II), 1945 г. (III).

Центр представляет третью и четвертую цокольные террасы. Водоносными являются песчано-гравийные отложения, перекрытые супесями и местами насыпным грунтом. Глубина залегания грунтовых вод обычно 8–12 м. Это наиболее густонаселенная часть города.

Восток расположен на четвертой цокольной террасе, расчлененной долинами малых рек и оврагов. Водоносны пески, местами глинистые, местами с гравием и галькой, перекрытые суглинками и глинами. Некоторые колодцы вскрывают, вероятно, грунтовые воды выветрелых песчаников. Глубина залегания воды в колодцах обычно 10–16, реже до 23 м.

Правобережье представляет первую и вторую аккумулятивные террасы, сложенные песчано-гравийно-галечниковыми отложениями. Глубина залегания грунтовых вод уменьшается в сторону реки от 10 до 2 м.

Температура грунтовых вод в летнее время обычно 5–6° С, осенью она понижается до 2,5–4°, а в январе-феврале 2–3°.

Химический состав грунтовых вод города изучен по данным 152 анализов, произведенных по методике Резникова в 1957–1961 гг.

Минерализация грунтовых вод изменяется от 109 до 2580 мг/л. В большей части колодцев она не превышает 1000 мг/л. Наиболее высокая величина ее отмечена в Центре, наименьшая – в Заречье и на Правобережье (табл. 1). При-

Т а б л и ц а   1

**Количество колодцев с различными гидрохимическими показателями по районам города (в %)**

| Район и количество колодцев          |         | Весь город<br>152 | Заречье<br>29 | Запад<br>14 | Центр<br>19 | Восток<br>23 | Правобережье<br>67 |
|--------------------------------------|---------|-------------------|---------------|-------------|-------------|--------------|--------------------|
| Минерализация, мг/л                  | <0,5    | 53                | 59            | 29          | нет         | 21           | 80                 |
|                                      | 0,5–1,0 | 32                | 41            | 43          | 37          | 48           | 20                 |
|                                      | 1,0–1,5 | 8                 | нет           | 14          | 16          | 31           | нет                |
|                                      | 1,5–2,0 | 6                 | нет           | 14          | 37          | пет          | нет                |
|                                      | >2,0    | 1                 | нет           | нет         | 10          | нет          | нет                |
| SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> , мг/л | <40     | 23                | 49            | 7           | нет         | нет          | 29                 |
|                                      | 40–100  | 31                | 49            | 22          | 5           | 43           | 29                 |
|                                      | >100    | 46                | 2             | 71          | 95          | 57           | 42                 |
| Cl <sup>-</sup> , мг/л               | <40     | 35                | 66            | 21          | нет         | 9            | 42                 |
|                                      | 40–100  | 32                | 24            | 21          | 5           | 30           | 46                 |
|                                      | >100    | 33                | 10            | 58          | 95          | 61           | 12                 |
| NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/л  | нет     | 28                | 90            | 21          | нет         | 9            | 19                 |
|                                      | <0,1    | 36                | 10            | 21          | 37          | 69           | 37                 |
|                                      | >0,1    | 36                | нет           | 58          | 63          | 22           | 44                 |
| NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , мг/л  | <40     | 35                | 41            | 43          | 21          | 30           | 36                 |
|                                      | 40–100  | 28                | 38            | 21          | 21          | 22           | 28                 |
|                                      | >100    | 37                | 21            | 36          | 58          | 48           | 36                 |
| Окисл. мг/л O <sub>2</sub>           | <3      | 41                | 45            | 43          | 31          | 64           | 30                 |
|                                      | 3–5     | 35                | 34            | 36          | 26          | 32           | 36                 |
|                                      | >5      | 24                | 21            | 21          | 43          | 4            | 34                 |
| Жесткость мг-экв                     | <3      | 19                | 24            | нет         | нет         | нет          | 34                 |
|                                      | 3–6     | 30                | 41            | 21          | 5           | 4            | 43                 |
|                                      | 6–9     | 18                | 24            | 29          | 5           | 22           | 16                 |
|                                      | >9      | 33                | 11            | 50          | 90          | 74           | 7                  |

чиной высокой минерализации является значительное содержание в воде ионов нитратного (до 404 мг/л), хлора (до



602 мг/л), сульфатного (до 488 мг/л), указывающих на бытовое загрязнение. Содержание этих компонентов и минерализация увеличиваются от окраин к Центру. Подобное же явление установлено для Москвы (8, 9). Минерализация воды растет также вниз по грунтовому потоку, сопровождаясь сменой гидрохимических фаций.

Химический состав воды определяется соотношением преобладающих ионов: гидрокарбонатного, сульфатного, хлоридного, нитратного, кальциевого, магниевого, калиевого (и натриевого).

Гидрокарбонатный ион содержится в количестве от 24 до 758 мг/л, в большей части колодцев – не превышает 400 мг/л. В загрязненных грунтовых водах содержание гидрокарбонатного иона растет и при минерализации более 1 г/л (рис. 2). Это объясняется вероятно увеличением растворимости карбонатов в присутствии нитратов, а также повышенной агрессивностью воды.

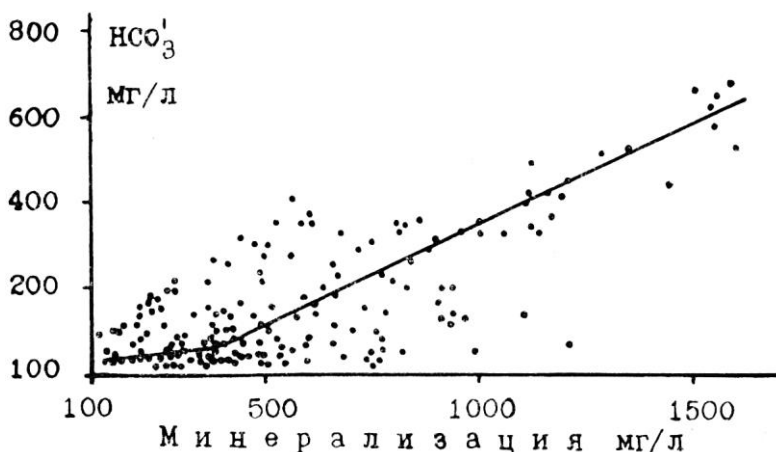


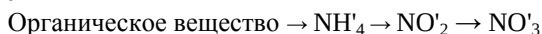
Рис. 2. Содержание гидрокарбонатного иона в грунтовых водах города.

Сульфатный ион не обнаружен только в одном колодце. В грунтовых водах Центра 95 % колодцев характеризуется содержанием сульфат-иона более 100 мг/л, а в некоторых 340–488 мг/л. Наименьшее содержание отмечено в Заречье (табл. 1). Увеличение содержания сульфат-иона от окраин к более густонаселенной центральной части города указывает на то, что одним из основных источников поступления его в воду являются процессы распада и окисления содержащих

серу органических веществ растительного и животного происхождения.

Ион хлора содержится в количествах от 1,77 до 602 мг/л. Распределение содержания его по площади аналогично распределению сульфат-иона.

Наряду с перечисленными анионами большую роль в формировании химического состава грунтовых вод играет нитратный ион, являющийся конечным продуктом распада сложных органических веществ животного и растительного происхождения, содержащих белок. Этот распад идет по схеме



Содержание иона аммония в большей части колодцев не превышает десятых долей мг/л, в незначительной части достигает 1–4 мг/л и в трех колодцах – 30–35 мг/л. Нитритный ион не обнаружен в 44 колодцах, максимальное содержание его в двух колодцах достигает 30 мг/л (табл. 1).

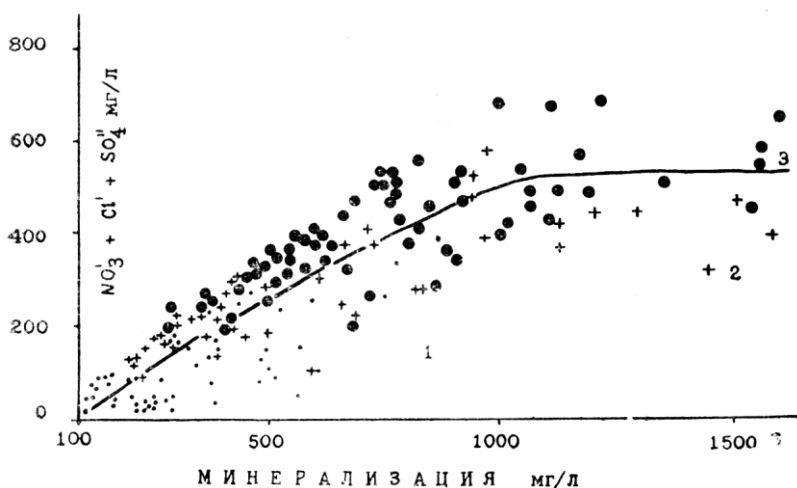


Рис. 3. Суммарное содержание  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  в грунтовых водах разной минерализации. Условные обозначения см. рис. 5.

Нитратный ион местами определяет гидрохимическую фацию грунтового потока, преобладавая в весовой форме над другими ионами. Он обнаружен в 149 колодцах из 152. Максимальное содержание  $\text{NO}_3^-$  установлено в одном из колодцев Центра – 404 мг/л, что в 30–40 раз превышает допустимую норму [7]. Наиболее загрязнены нитратами колодцы Центра и Востока.

На рис. 3 показано изменение в воде суммарного содержания  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  и  $\text{Cl}^-$  при увеличении минерализации. Интересно, что рост суммы этих ионов ограничивается минерализацией 1 г/л, достигая максимальной величины около 700 мг/л. Дальнейшее изменение минерализации идет в основном за счет увеличения содержания карбонатов кальция, растворимость которых в загрязненных водах значительно возрастает.

Катионный состав грунтовых вод города характеризуется преобладанием иона кальция. Ионы магния, натрия (и калия) обычно занимают второе и третье место. Содержание ионов кальция колеблется от 12 до 480 мг/л и возрастает с увеличением минерализации (рис. 4).

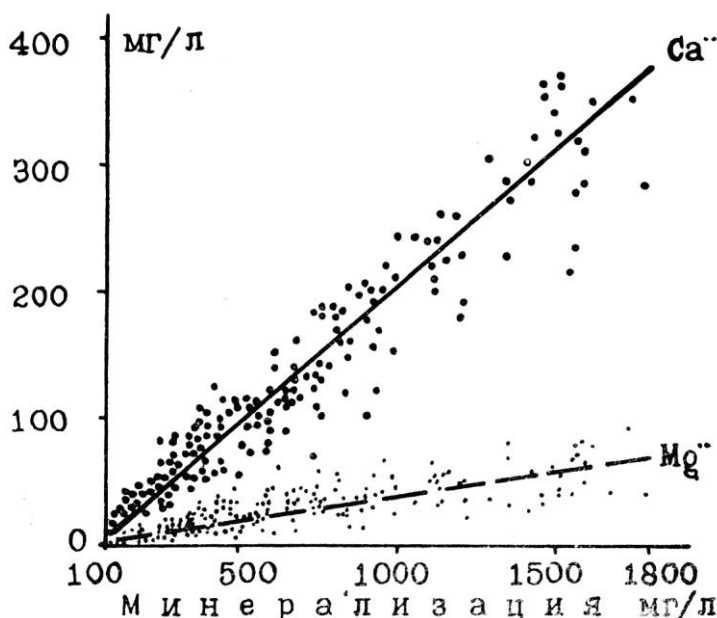


Рис. 4. Изменение содержания ионов  $\text{Ca}^{++}$  и  $\text{Mg}^{++}$  в грунтовых водах в зависимости от минерализации.

Содержание ионов магния в большей части колодцев составляет 4–50 мг/л, в отдельных случаях достигает 87 мг/л. О. А. Алекин [1] указывает, что в гидрокарбонатных водах с минерализацией менее 500 мг/л отношение  $\text{Ca}^{++}$  к  $\text{Mg}^{++}$  (в мг-экв) равняется 4 или 2. При увеличении минерализации оно доходит до 1 и менее. Для загрязненных вод рассматриваемого города это соотношение не сохраняется. Так как уве-

личение содержания ионов кальция и гидрокарбонатного в загрязненных водах не ограничивается минерализацией 1 г/л, в гидрокарбонатных водах с повышенной минерализацией отношение  $\text{Ca}^{++}$  к  $\text{Mg}^{++}$  (в мг-экв) достигает 6–7 и даже 10.

Содержание ионов натрия и калия обычно не превышает 20–40 мг/л. В результате загрязнения в отдельных колодцах оно достигает 200–300 мг/л и более. В одном из колодцев при минерализации 2581 мг/л, содержание  $\text{Na}^+ + \text{K}^+$  составляло 320,  $\text{Cl}^-$  - 602,  $\text{SO}_4^{--}$  - 226,  $\text{NO}_3^-$  - 224 мг/л.

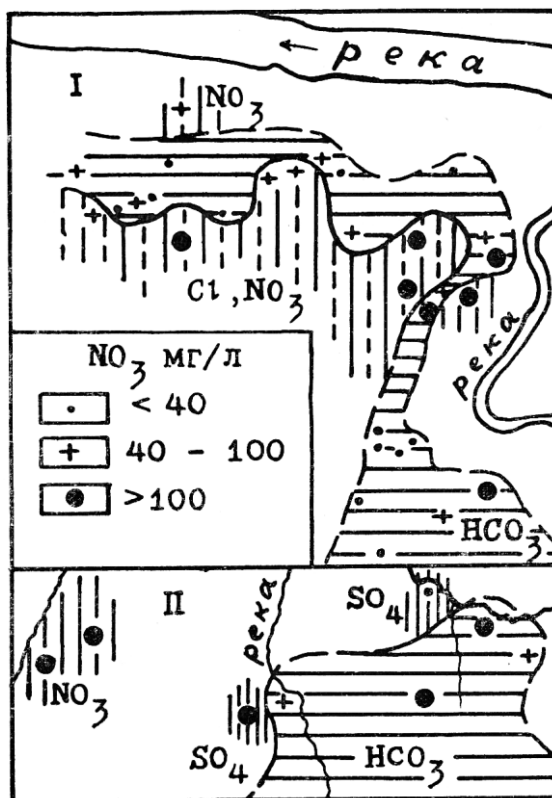


Рис. 5. Гидрохимические фации и загрязнение грунтовых вод Заречья (I) и Запада (II).

Двухвалентное железо обнаружено только в четырех колодцах в количестве от 0,1 до 1,0 мг/л, а трехвалентное железо – в 55 колодцах – от 0,1 до 1,5 мг/л и в двух случаях 6,0 мг/л.

Значительное загрязнение грунтовых вод города органическими соединениями является причиной высокой окисляемости. В 135 колодцах она составляет 0,4–12,2 мг/л  $O_2$ , причем наиболее высокая окисляемость наблюдается в колодцах Центра.

Жесткость грунтовых вод изменяется в больших пределах, от 1,0 до 29,9 мг-экв. Половина колодцев города имеют жесткую или очень жесткую воду (табл. 1). Величина pH колеблется от 5,6 до 8,4, в большей части колодцев (65 %) составляет 6,4–8,0.

Территория города находится в пределах зоны преобладания гидрокарбонатной формации [11]. Длительное загрязнение подземных вод привело к появлению не типичных для данной зоны сульфатных, хлоридных и нитратных вод. Гидрохимические фации, определяемые загрязнением, исключительно разнообразны. Например, для Заречья насчитывается 3 формации и 14 гидрохимических фаций.

Для отдельных районов города составлены гидрохимические карты. Наиболее типичные из них мы рассмотрим.

Заречье характеризуется преобладанием гидрокарбонатных вод со средней минерализацией 426 мг/л, которые сменяются нитратными и хлоридными водами со средней минерализацией 554 мг/л. По сравнению с другими районами грунтовые воды менее загрязнены (рис. 5–1).

Запад отличается большим загрязнением по сравнению с Заречьем. Здесь также преобладают гидрокарбонатные воды, но с повышенной минерализацией (до 1606 мг/л) и большим содержанием сульфатного, хлоридного и нитратного ионов. Вблизи малых рек появляются хлоридные, сульфатные и нитратные гидрофации с минерализацией 600–920 мг/л, что связано, вероятно, с подтоком в грунтовый поток менее загрязненных подземных вод из уфимских песчаников. (рис. 5-II).

Центр имеет наиболее загрязненные грунтовые воды. Наибольшую площадь здесь занимает поле гидрокарбонатных, сильно загрязненных нитратами, хлоридами и сульфатами, грунтовых вод с минерализацией преимущественно от 1000 до 2581 мг/л. Вблизи малых рек появляются сульфатные и нитратные фации с меньшей минерализацией (рис. 6-I).

Восток характеризуется аналогичным распределением гидрофаций грунтовых вод, имеющих меньшую минерализацию, чем в Центре (рис. 6-II).

Правобережье разделяется на верхний, средний и нижний участки. Верхний участок имеет преимущественно нитратные воды с минерализацией 130–515 мг/л и содержанием нитратов 70–120 мг/л. В юго-западной части его выделено поле

сульфатных вод с минерализацией 300–400 мг/л. Малая минерализация вод объясняется хорошей проницаемостью песков, слагающих террасы и подтоком чистых пресных вод из области питания. В пределах заселенной части, при отсутствии канализации, преобладает нитратное загрязнение (рис. 7-1)

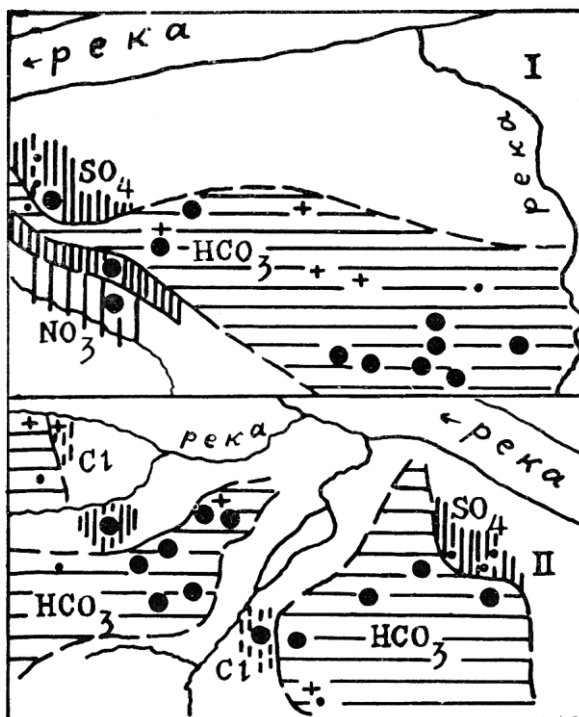


Рис. 6. Гидрохимические фации и загрязнение грунтовых вод Центра (I), и Востока (II).

Средняя часть правобережья характеризуется закономерной сменой гидрофаций вниз по грунтовому потоку (рис. 7-II). На более высоких отметках потока на окраине поселка преобладают гидрокарбонатные воды с минерализацией 155–485 мг/л, средней по 10 анализам 286 мг/л. При движении к реке появляется поле сульфатных вод с средней минерализацией 410 мг/л, которое сменяется нитратными и хлоридными водами с минерализацией 514 мг/л.

Нижняя часть правобережья в пределах поселка имеет преимущественно нитратные воды с минерализацией 200–999 мг/л.

Формирование химического состава грунтовых вод города в значительной степени определяется местными факторами: составом атмосферных осадков, степенью проницаемости, составом и загрязненностью отложений зоны аэрации, хозяйственной деятельностью человека.

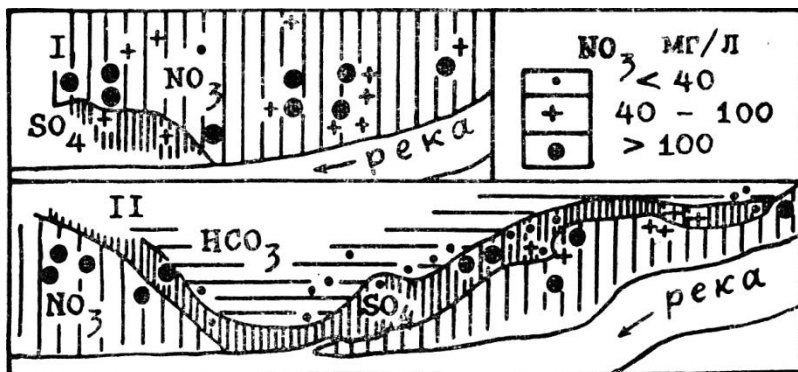


Рис. 7. Гидрохимические фации и загрязнение грунтовых вод верхнего (I) и среднего участков Правобережья (II).

В районах крупных городов воздух загрязнен дымом топок, выхлопными газами автомашин, пылью, поднимаемой при движении транспорта. Все это приводит к увеличению минерализации атмосферных осадков, которая составляет 56–245 мг/л.

Приведем данные о составе дождя (май 1958 г.) и снега (январь 1958 г.)

|       | HCO <sub>3</sub> | SO <sub>4</sub> <sup>''</sup> | Cl' | NO <sub>3</sub> ' | NO <sub>2</sub> ' | Ca <sup>++</sup> | Mg <sup>++</sup> | Na <sup>+</sup> | NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> | Fe <sup>+++</sup> |
|-------|------------------|-------------------------------|-----|-------------------|-------------------|------------------|------------------|-----------------|------------------------------|-------------------|
| Дождь | 61,0             | 57,6                          | 7,1 | 1,4               | 0,05              | 16,0             | 9,7              | 16,5            | 2,0                          | 0,1               |
| Снег  | 36,6             | 48,0                          | 3,5 | 1,3               | 0,1               | 18,2             | 7,2              | 3,4             | 1,2                          | 0,1               |

Минерализация дождя – 171,4, снега – 119,6 мг/л. Таким образом, часть компонентов поступает в грунтовые воды с атмосферными осадками.

Основное преобразование химического состава воды начинается при просачивании ее через почвы и породы зоны аэрации за счет выщелачивания, катионного обмена и других физико-химических, а также бактериальных [2] процессов. В условиях города большую роль играет бытовое и промышленное загрязнение. Необходимо учитывать также хлорирование вод, используемых для питья. Все эти процессы приводят к значительному увеличению минерализации, содержания сульф-

фатов, хлоридов и нитратов, а также жесткости и окисляемости. Минерализация и загрязнение грунтовых вод возрастают от окраин к центру города, что можно проследить на примере Заречья и Центра.

| Наиб. минер. мг/л |      | Среднее значение, мг/л |                   |     |                    |
|-------------------|------|------------------------|-------------------|-----|--------------------|
|                   |      | минерализац.           | NO <sub>3</sub> ' | Cl' | SO <sub>4</sub> '' |
| Заречье           | 936  | 463                    | 73                | 49  | 62                 |
| Центр             | 2580 | 1359                   | 136               | 210 | 219                |

Своеобразны гидрохимические фации грунтовых вод городов. Здесь появляются специфические антропогенные нитратные, а также не характерные для данной географической зоны сульфатные и хлоридные гидрофации.

На участках с незначительным загрязнением грунтовые воды имеют небольшую минерализацию и гидрокарбонатный состав. Увеличение содержания нитратов, сульфатов и хлоридов приводит к появлению гидрофаций, обусловленных загрязнением. Рост содержания этих компонентов ограничен минерализацией 1 г/л. Дальнейшее увеличение минерализации, происходящее за счет роста гидрокарбонатного и кальциевого ионов, сопровождается переходом к гидрокарбонатным загрязненным фациям. Интересно поведение HCO<sub>3</sub>' в загрязненных грунтовых водах. Как отмечает М. Г. Валяшко (3), нон HCO<sub>3</sub> преобладает в природных водах с минерализацией менее 1 г/л. Подобное же поведение [4, 5] его установлено для карстовых вод. В загрязненных грунтовых водах ион HCO<sub>3</sub>' является преобладающим при минерализации до 2580 мг/л.

Повышенное содержание ионов HCO<sub>3</sub>' и Ca<sup>++</sup> наблюдается в грунтовых водах на высоких террасах в Центре и на Западе. Покровные отложения здесь представлены слабопроницаемыми суглинками, обогащенными карбонатами, а грунтовые воды залегают на глубине 7–14 м. Выщелачивание карбонатов усиливается за счет действия органических кислот и других факторов загрязнения, а также CO<sub>2</sub>. В районах городов содержание CO<sub>2</sub> в атмосфере повышено за счет дыхания, отопления и других процессов. Обогащению углекислотой зоны аэрации способствует ухудшение диффузии газов за счет уплотнения верхней части грунта, покрытия земной поверхности асфальтом и сооружениями.

На низких террасах Заречья и Правобережья, сложенных хорошо проницаемыми, отмытыми от карбонатов песками, грунтовые воды залегают обычно на глубине до 5 м и менее минерализованы.

Наблюдения за режимом химического состава ряда родников грунтовых вод показали, что минерализация и загрязне-



Т а б л и ц а 2

**Изменение минерализации в мг/л и гидрохимических фаций одного из родников  
Правобережья**

| Год<br>Месяц | 1961                                    | 1962                                     | 1963                                      | 1964                                    |
|--------------|-----------------------------------------|------------------------------------------|-------------------------------------------|-----------------------------------------|
| Январь       | —                                       | 421 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca               | 458 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca                | 469 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca              |
| Февраль      | —                                       | —                                        | 367 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca                | 362 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca              |
| Март         | —                                       | 450 NO <sub>3</sub> -Ca-Na               | 357 NO <sub>3</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca | 454 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca              |
| Апрель       | —                                       | 367 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca               | 321 Cl-NO <sub>3</sub> -Ca                | —                                       |
| Май          | 430 NO <sub>3</sub> -Ca-Cl              | 296 Cl-NO <sub>3</sub> -Ca               | 382 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca                | —                                       |
| Июнь         | 540 NO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub> | 410 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca               | 756 NO <sub>3</sub> -Na-Cl                | —                                       |
| Июль         | 462 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca              | 337 NO <sub>3</sub> -Cl-HCO <sub>3</sub> | 594 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca                | —                                       |
| Август       | 340 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca              | 368 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca               | 348 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca                | 470 NO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub> |
| Сентябрь     | 300 SO <sub>4</sub> -Cl-Ca              | 355 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca               | 599 NO <sub>3</sub> -Na-Cl                | —                                       |
| Октябрь      | 273 Cl-Ca-SO <sub>4</sub>               | 329 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca               | 671 NO <sub>3</sub> -Na-Cl                | —                                       |
| Ноябрь       | 269 C -Ca-SO <sub>4</sub>               | 513 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca               | 584 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca                | —                                       |
| Декабрь      | 278 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca              | 394 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca               | 470 NO <sub>3</sub> -Cl-Ca                | —                                       |

ние их за последние годы увеличились, например, средняя минерализация по ежемесячным анализам у одного из родников нижнего участка Правобережья в 1962 г. была 393 мг/л, а в 1963 г. – 500 мг/л, среднее содержание нитратов соответственно – 143 и 200 мг/л, наименьшие значения минерализации и содержания нитрат иона отмечены в мае 1962 г. и в апреле 1963 г. В таблице 2 показано изменение гидрохимических фаций и минерализации одного из родников во времени.

Приведенные данные показывают, что в городах идет неуклонный процесс роста минерализации и в основном нитратного загрязнения грунтовых вод не только в пространстве, но и во времени. Этот процесс, вероятно, будет замедлен переходом на полную канализацию. Загрязнение грунтовых вод происходит и в сельских населенных пунктах [5, 6, 12, 13, 15].

### Пермский университет

### ЛИТЕРАТУРА

1. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Гидрометеиздат, Л., 1953.
2. Вайсман Я. И. О распределении бактериального загрязнения в подземных водах. Гигиена и санитария, № 4, 1964.
3. Валяшко М. Г. О некоторых общих закономерностях формирования химического состава природных вод. Гидрохимические материалы, т. XXII, 1954.
4. Горбунова К. А. К вопросу формирования химического состава карстовых вод. Химическая география, вып. 1, Пермь, 1961.
5. Горбунова К. А. Особенности гипсового карста. Пермь, 1965.
6. Горбунова К. А., Иконников Е. А. Особенности формирования грунтовых вод карстовых областей. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3(4), Пермь, 1964.
7. Книжников В. А. Оценка качества питьевой воды в свете современных гигиенических представлений. Научн. труды Акад. коммун, хозяйства, вып. 27, 1964.
8. Котлов Ф. В. Изменение подземных вод территории Москвы под влиянием деятельности человека. Вопросы формирования, режима и баланса подземных вод. Тр. Лаб. гидрогеол. пробл., т. 36, М., 1961.
9. Котлов Ф. В. Изменение природных условий территории Москвы под влиянием деятельности человека и их инженерно-геологическое значение, М., 1962.
10. Кротова Е. А., Максимович Г. А. Содержание соединений азота в поверхностных и подземных водах. Уч. зап. Пермского ун-та, т. XI, вып. 2, 1957.
11. Максимович Г. А. Химическая география вод Суши. М., 1955.
1. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Подземные воды с. Усть-Кишерть и их загрязнение. Доклады V Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы Урала. Пермь, 1960.
13. Максимович Г. А., Горбунова К. А., Оскотский А. М. Гидрохимические фации и загрязнение подземных вод селения Березовка. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2(3), Пермь, 1963.

14. Хещров И. Р. Артезианские и грунтовые воды Москвы. ОНТИ, М. – Л., 1937.
15. Шимановский Л. А. Подземные воды сельскохозяйственных районов юго-востока Пермской области и возможности их использования. Пермь, 1958.
16. Keller G. Hydrogeologische Probleme des Grundwasserschutzes. Naturwiss. Rundschau, 17, №3, 1964.

## **В. И. Кучерявых** **НАУКИНСКИЕ КАРСТОВЫЕ ИСТОЧНИКИ**

В предгорьях Чумкартау в западной части Туркестанского хребта на окраине селения Наука находятся два карстовых источника. Они расположены в верхней части узкого лога, склоны которого задернованы и обсажены тополями. Источники вытекают из трещины в серых ордовикских мраморах.

Карбонатные породы видимой мощностью около 300 м лишены слоистости, сильно раздроблены и рассечены многочисленными трещинами различной ширины и длины. Интенсивная трещиноватость создает благоприятные условия для инфильтрации атмосферных осадков и формирования карстовых вод.

Общий дебит источников составляет 52 л/сек. Замерить дебит каждого источника в отдельности невозможно, т. к. ниже их лог перекрыт земляной запрудой, образовавшей небольшое водохранилище площадью 525 кв. метров. В результате этого источники оказались под водой на глубине 1,2–1,4 м. Местное население свидетельствует, что уровень воды в озере не изменяется. Вода источников используется для водоснабжения и орошения 5 га сельхозугодий.

Наукинские источники лежат в пределах карстовой области Памиро-Алая, характеризующейся наличием палеозойских карстующихся пород. По дебиту их можно отнести к классу больших источников [1], каких на территории Средней Азии известно не очень много.

**Самаркандский университет**

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Максимович Г. А. Классификация родников по дебиту и карстовые источники. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.

**И. М. Тюрина**

### **РЕЖИМ РОДНИКОВ ГОРОДА ПЕРМИ**

На обширной территории Пермской области наблюдения за режимом подземных вод зоны активного водообмена почти не проводились. Первые попытки были предприняты Пермским университетом на территории г. Перми. В 1936–1938 гг. по заданию В. К. Воскресенского, М. П. Швалева и Г. М. Клещева изучали гидрохимический режим Ягошихинского источника. Начиная с 1938 г. ежегодные замеры уровня грунтовых вод в колодцах проводились студентами и сотрудниками кафедры динамической геологии и гидрогеологии Пермского университета. В некоторые годы студенты также измеряли дебиты родников Соликамского тракта и долины р. Ягошихи. Эти данные сведены в работе Г. А. Максимовича и К. А. Горбуновой «Гидрогеологические условия района города Перми» (1958).

В 1961–1964 гг. по инициативе Г. А. Максимовича наблюдения за режимом 80 родников проводит гидрогеологический отдел Лаборатории геологии Пермского университета. Предварительная обработка результатов наблюдений предпринималась Р. В. Кипенко в 1962 г. В 1964 г. Г. П. Верхованцев изучал режим родникового стока из верхнепермских отложений. Настоящая работа написана по материалам режимных наблюдений, обработанных автором под руководством К. А. Горбуновой и Г. П. Верхованцева.

Большая часть изученных родников расположена в бассейнах рек Данилихи, Ягошихи, Ивы, Мотовилихи, Большой Язовой, Малой Язовой и ручья Гари. Несколько родников находятся в поселке Н. Курья. Родники питаются грунтовыми водами аллювиальных отложений, порово-трещинными грун-



Исследуемый район находится в пределах провинции с сезонным промерзанием пород [3]. Одной из основных черт режима подземных вод этой провинции является наличие весеннего максимума дебита, обусловленного инфильтрацией талых вод. На основании анализа 24 графиков установлено, что весенний подъем дебита у большей части родников, независимо от типа подземных вод и глубины их залегания, приходится на апрель (рис. 1). Время наступления весеннего подъема определяется моментом окончательного перехода температуры воздуха через  $0^{\circ}$  и установлением положительных температур. В г. Перми такая температура воздуха по многолетним данным (1883–1935 гг.) устанавливается в первой – второй декадах апреля.

После весеннего максимума дебит родников значительно уменьшается, несмотря на выпадение летних дождей. Так, дебит родника 56 в апреле 1963 г. достигал  $1,94 \text{ л/сек}$ , а в августе он был равен  $0,40 \text{ л/сек}$  (рис. 2). Уменьшение дебита

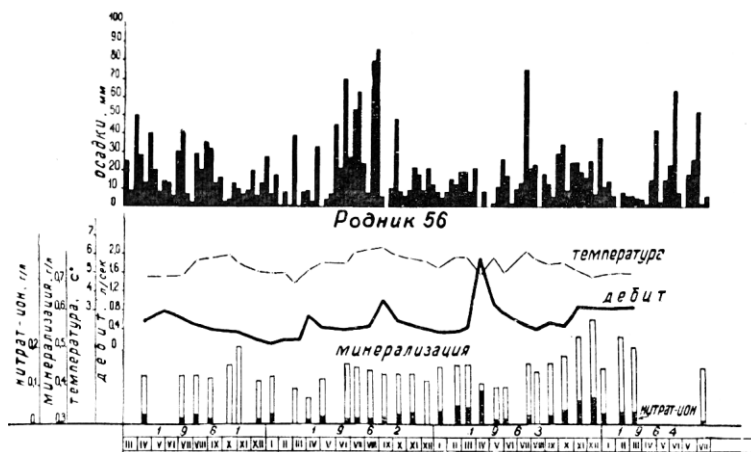


Рис. 2. Изменение количества атмосферных осадков, дебита, температуры воды, минерализации и содержания нитратного иона (родник 56).

в летние месяцы объясняется испарением влаги, а также ливневым характером летних дождей. В случае сильно расчлененного рельефа области питания водоносного горизонта инфильтрация летних осадков уменьшается. В условиях ровного рельефа она увеличивается, что приводит к росту дебита и в летние месяцы (рис. 1). Осеннее увеличение дебита объясняется совокупным воздействием двух факторов: осенними осадками и прогрессивно убывающей интенсивностью испа-

рения [3]. Осенний максимум дебита наблюдается главным образом в сентябре – ноябре (рис. 1, 2). Соотношение весеннего и осеннего максимумов дебита у родников в отдельные годы различно. В 1962 г. осенний максимум превышал весенний, а в 1963 г. он был значительно меньше весеннего (рис. 2). У части родников весенний максимум превышал осенний и в 1962 г., и в 1963 г., но величина осеннего максимума дебита в 1962 г. была значительно больше, чем в 1963 г. (рис. 1). Это объясняется тем, что количество атмосферных осадков осенью 1962 г. было значительно больше, чем в тот же период 1963 г., в то время как мощность снежного покрова в эти годы была почти одинаковой. После осеннего максимума дебит всех родников снижается, что является следствием прекращения инфильтрации осадков в связи с промерзанием почвы. Для большей части родников минимальный дебит отмечается с января по март, главным образом в марте (рис. 1). Величина и степень изменчивости дебита родников наряду с другими факторами зависят также от площади питания водоносного горизонта, мощности зоны аэрации, степени водопроницаемости пород.

Т а б л и ц а 1

**Распределение родников по величине и степени изменчивости дебита (1961–1964 гг.)**

| Тип подземных вод                | Q ср. *,<br>л/сек | Количество<br>родников<br>постоянных,<br>% | Количество<br>родников 5<br>класса, % |
|----------------------------------|-------------------|--------------------------------------------|---------------------------------------|
| Грунтовые аллювиальных отложений | 0,80              | 89                                         | 44                                    |
| Порово-трещинные грунтовые       | 0,59              | 49                                         | 12                                    |
| Трещинно-пластовые               | 0,76              | 33                                         | 33                                    |

\* Q ср. – средний дебит родников.

Наиболее водообильны родники грунтовых вод аллювиальных отложений (средний дебит их равен 0,80 л/сек) (табл. 1). Все они, кроме родника 41, находятся в поселке Н. Курья на второй надпойменной террасе р. Камы. По-видимому водообильность этого водоносного горизонта объясняется значительной площадью области питания, сравнительно ровным рельефом, который способствует инфильтрации осадков, и высокой степенью водопроницаемости песчано-гравийных отло-

жений. Не исключена возможность подтока воды из коренных пород. Данный тип подземных вод обладает наибольшим процентом родников со значительным дебитом (44 %). Средний дебит родников порово-трещинных грунтовых вод равен 0,59 л/сек. Родники со значительным дебитом составляют 12 %. Средний дебит родников трещинно-пластовых вод равен 0,76 л/сек, то есть данный тип подземных вод водообильнее порово-трещинных грунтовых. Родники со значительным дебитом составляют 33 %. Повышенную водообильность родников трещинно-пластовых вод можно объяснить большей площадью области питания и частичной фильтрацией порово-трещинных грунтовых вод.

Степень изменчивости дебита родников разных типов подземных вод в значительной мере зависит от мощности зоны аэрации [3]. Увеличение ее ведет к увеличению степени изменчивости дебита родников. Наиболее постоянным дебитом обладают родники неглубоко залегающих грунтовых вод аллювиальных отложений. Зависимость степени изменчивости дебита родников от мощности зоны аэрации наблюдается до определенной глубины [3].

Температурный режим подземных вод определяется как естественными так и искусственными факторами. Основным является климатический фактор. Максимальная температура воды наблюдается в июле – сентябре, минимальная – в январе – марте (рис. 1). Амплитуда изменения температуры подземных вод зависит от амплитуды колебания температуры воздуха. Наименьшая амплитуда колебания температуры воды родников отмечается у грунтовых вод аллювиальных отложений, что обусловлено, вероятно, значительным дебитом (таблица 2). Подобная зависимость была установлена и объяснена для других районов [10].

Родники относятся к весьма холодным и холодным [11]. Наибольшее количество весьма холодных родников отмечено для порово-трещинных грунтовых вод, что объясняется сравнительно небольшой глубиной их залегания и главным образом невысокой водообильностью.

Наименьший процент (33 %) весьма холодных родников характерен для более водообильных грунтовых вод аллювиальных отложений. Таким образом, температурный режим подземных вод зависит главным образом от сезонных изменений температуры воздуха, величины дебита родников и глубины залегания водоносных горизонтов.

Изучение химического состава подземных вод велось по результатам анализов воды 35 родников. На режим химического состава подземных вод изучаемого района большое



Т а б л и ц а 2

**Температурный режим родников (1961–1964 гг.)**

| Тип подземных вод                | Q ср.,<br>л/сек | Т** |     | А* родников с дебитом |          | А   | Количество родников в. х. % |
|----------------------------------|-----------------|-----|-----|-----------------------|----------|-----|-----------------------------|
|                                  |                 | min | max | > 1 л/сек             | <1 л/сек |     |                             |
| Грунтовые аллювиальных отложений | 0,80            | 4,1 | 7,3 | 2,7                   | 3,6      | 3,2 | 33                          |
| Порово-трещинные грунтовые       | 0,59            | 3,7 | 7,2 | 2,7                   | 3,6      | 3,6 | 68                          |
| Трещинно-пластовые               | 0,76            | 4,1 | 7,3 | 2,6                   | 3,7      | 3,3 | 43                          |

\*А – средняя амплитуда колебания температуры воды родников.

\*\*Т – средняя температура воды родников.

в. х. – весьма холодные родники.

влияние оказывает наряду с климатическим искусственный фактор. Следствием длительной и плотной населенности города является значительная загрязненность водоносных горизонтов продуктами промышленных и бытовых отходов и главным образом нитратным ионом [7].

Анализ 17 графиков показал, что изменение общей минерализации воды подавляющего числа родников, особенно сильно загрязненных, обусловлено изменением содержания нитратного иона. Так, у родника 27, приуроченного к бассейну р. Мотовилихи, максимальное содержание нитрат-иона отмечалось в декабре 1962 г. и в июне 1963 г. В эти же месяцы была и максимальная минерализация воды. Минимальное содержание нитрат-иона и, соответственно, минимальная минерализация – в марте 1962 г. и в августе 1963 г. (рис. 1). Изменение минерализации сравнительно чистых родников в меньшей мере зависит от содержания нитратного иона (рис. 2).

Степень загрязнения родников г. Перми изменяется во времени. Для многих родников характерно увеличение содержания нитратного иона весной и осенью, а уменьшение – в зимние месяцы. Рост загрязнения подземных вод весной и в первые летние месяцы объясняется тем, что вместе с талыми водами в водоносные горизонты поступают и продукты органического загрязнения, скопившиеся на поверхности в зимний период. Вследствие этого для многих родников повышенное содержание нитрат-иона совпадает с весенним увеличением дебита (рис. 1). В летние месяцы загрязнение уменьшается. Но это относится не ко всем родникам, так как часто имеет место локальное загрязнение. Осенью содержание нитрат-иона снова увеличивается, часто сохраняясь вплоть до декабря–января (рис. 1).

Менее минерализованы грунтовые воды аллювиальных отложений пос. Н. Курья, что объясняется недавним и меньшим заселением этой территории, хорошей промытостью песков и гравия, к которым они приурочены (табл. 3).

Наибольшее содержание нитратного иона характерно для трещинно-пластовых вод, вытекающих на территории старой части города. Высокая минерализация этих вод объясняется большей степенью загрязнения, меньшей промытостью водоносных пород и небольшой скоростью движения трещинно-пластовых вод по сравнению с грунтовыми [5]. Для большей части родников всех типов подземных вод отмечается увеличение среднегодового содержания нитрат-иона и минерализации во времени (табл.4).

Т а б л и ц а   3

**Минерализация, содержание нитратного иона и преобладающая гидрохимическая фация  
(1961–1964 гг.)**

| Тип подземных вод                | М, мг/л | М, мг/л родников с дебитом |           | Среднее содержание нитратного иона, мг/л | Среднее содержание нитратного иона, мг/л в родниках с дебитом |           | Преобладающая гидрохимическая фация   | $\frac{M_{\max}}{M_{\min}}$ |
|----------------------------------|---------|----------------------------|-----------|------------------------------------------|---------------------------------------------------------------|-----------|---------------------------------------|-----------------------------|
|                                  |         | < 1 л/сек                  | > 1 л/сек |                                          | < 1 л/сек                                                     | > 1 л/сек |                                       |                             |
| Грунтовые аллювиальных отложений | 250     | 236                        | 409       | 79                                       | 79                                                            | 78        | NO <sub>3</sub> –HCO <sub>3</sub> –Ca | 3,8                         |
| Порово-трещинные грунтовые       | 661     | 900                        | 605       | 80                                       | 88                                                            | 77        | HCO <sub>3</sub> –Ca–NO <sub>3</sub>  | 3,2                         |
| Трещинно-пластовые               | 794     | 1032                       | 603       | 123                                      | 160                                                           | 94        | HCO <sub>3</sub> –Ca–NO <sub>3</sub>  | 2,2                         |

М – средняя минерализация воды.

Таблица 4

**Изменение среднегодовой минерализации (М) и содержания нитратного иона за 1962–1963 гг. (мг/л)**

| Номера родников | М       |         | Содержание нитратного иона |         |
|-----------------|---------|---------|----------------------------|---------|
|                 | 1962 г. | 1963 г. | 1962 г.                    | 1963 г. |
| 43              | 885     | 932     | 119                        | 150     |
| 56              | 426     | 464     | 16                         | 38      |
| 27              | 759     | 791     | 179                        | 192     |

Для исследованных родников установлено уменьшение амплитуды колебаний величины минерализации с глубиной. Отношение среднегодовой максимальной минерализации к среднегодовой минимальной для родников грунтовых вод аллювиальных отложений равно 3,8, а для трещинно-пластовых – 2,2 (табл. 3).

Загрязнение подземных вод сопровождается появлением не типичных для данной зоны гидрохимических фаций [5]. Химический состав грунтовых вод аллювиальных отложений пос. Н. Курья характеризуется нитратной гидрохимической формацией (табл. 3). Преобладающей гидрохимической фацией порово-трещинных грунтовых и трещинно-пластовых вод является  $\text{НСО}_3\text{--Ca--NO}_3$ . Родники, содержащие небольшое количество загрязняющих соединений, характеризуются  $\text{НСО}_3\text{--Ca}$  гидрохимической фацией.

Нитритный ион, указывающий на свежее загрязнение, имеется в воде всех родников. Почти все родники содержат ион хлора в количествах, превышающих допустимую для питьевых целей норму.

Вследствие значительного промышленного и бытового загрязнения, вода родников г. Перми непригодна для питьевых целей, причем загрязнение родников растет.

**Лаборатория геологии Пермского университета**

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Агроклиматический справочник по Пермской области. Л., Гидрометеиздат, 1959.
2. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Гидрометеиздат, 1953.
3. Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С., Семенов С. М. Естественный режим подземных вод и его закономерности. Госгеолтехиздат, 1963.

4. Котлов Ф. В. Изменение подземных вод г. Москвы под влиянием деятельности человека. Тр. лабор. гидрогеол. проблем АН СССР т. 36, 1961.
5. Максимович Г. А. Химическая география вод Суши. Географгиз, 1955.
6. Максимович Г. А. Классификация родников по дебиту и карстовые источники. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
7. Максимович Г. А., Борисова Е. А., Оборина М. Г. Влияние деятельности человека на химический состав грунтовых вод. Тезисы докладов конференции по химической географии вод. Пермь, 1949.
8. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Геоморфология и подземные воды г. Перми. Доклады геологического факультета. Отчетная научная конференция Пермского ун-та, 1957.
9. Максимович Г. А., Кротова Е. А. Содержание соединений азота в поверхностных и подземных водах. Уч. зап. Пермского ун-та, т. XI, вып. 2, 1957.
10. Михайлов Г. К. О температурном режиме подземных вод зоны активной циркуляции. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
11. Саваренский Ф. П. О принципах гидрогеологического районирования. Советская геология, № 19, 1947

**Г. П. Верхоланцев**  
**ОПЫТ ОЦЕНКИ ЕСТЕСТВЕННЫХ РЕСУРСОВ ПОДЗЕМНЫХ ВОД**  
**ЗОНЫ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА**

Естественные ресурсы подземных вод зоны активного водообмена приравняются обычно к величине подземного питания рек.

Подземный сток в реки из водоносных горизонтов, гидравлически связанных с поверхностными водами, определяется путем генетического расчленения гидрографа реки. Этот метод рекомендуется для региональной оценки естественных ресурсов. Он дает возможность установить среднюю для данной территории величину ресурсов. Ресурсы небольших участков водоносных горизонтов этим методом не определяются [4, 5].

В бассейнах рек, подземное питание которых осуществляется преимущественно за счет водоносных горизонтов, гидравлически не связанных с рекой, и явление берегового регулирования поверхностного стока имеет подчиненное значение [4, 5], естественные ресурсы можно рассчитывать по методу Ф. А. Макаренко [6]. Этот метод дает возможность определять ресурсы небольших участков водоносных горизонтов, что особенно важно при детальном исследовании и в районах, где водообильность пород резко меняется вследствие их фациальной невыдержанности и неравномерной трещиноватости. Расчет естественных ресурсов по методу Ф. А. Макаренко основывается на зависимости между режимом родникового и общего подземного стока в реки. При этом подразумевается наличие функциональной связи, которая, однако, встречается не всегда.

Детальными гидрогеологическими исследованиями Лаборатории геологии Пермского университета в районе г. Перми,

сложенного верхнепермскими трещиноватыми породами, была установлена, в частности, коррелятивная форма зависимости между режимом родникового и общего подземного стока в реки. Коэффициент корреляции между суммарным дебитом 73 опорных родников на территории г. Перми и общим подземным стоком в соседнем с этой территорией бассейне р. Васильевки оказался равным  $0,98 \pm 0,02$ . Графическая зависимость между суммарными меженными расходами рек и ручьев по шести опорным створам и соответствующими им по времени суммарными дебитами родников представлена на рис. 1.

*Дебит родников,  
л/сек*

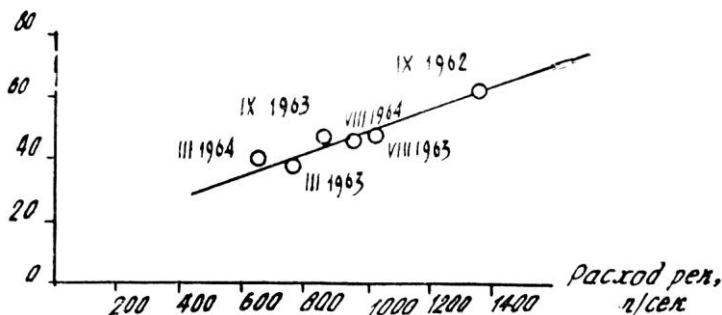


Рис. 1. Зависимость между суммарным дебитом родников и меженным стоком рек.

Коррелятивная форма зависимости обусловлена тем, что подземное питание рек исследуемой территории складывается не только из родникового стока, но также из скрытого грунтового стока и разгрузки пластовых напорных вод зоны активного водообмена.

Аналитическое выражение зависимости между родниковым и общим подземным стоком в реки, представляющее уравнение прямой регрессии, и является формулой расчета подземного стока (естественных ресурсов). Для бассейна р. Васильевки оно имеет следующий вид:

$$Q_{\text{подз.}} = 25,1704 Q_{\text{родн.}} - 215,5.$$

Приведенная формула дает возможность определить величину подземного стока в любой месяц при наличии наблюдений за дебитом родников. Для расчета годового объема подземного стока требуется изучение режима дебита родников в течение всего года.

Многолетние характеристики подземного стока рассчитываются непосредственно по изменчивости родникового стока, если режим его изучается в течение многих лет. При наличии короткого ряда наблюдений необходимо привести его к многолетнему периоду по зависимости между дебитом родников и основными метеорологическими элементами, которые являются обычно главными режимообразующими факторами [3]. Трехлетние наблюдения (1961–1964 гг.) за дебитом родников в районе г. Перми позволили рассчитать средние за этот период месячные и годовую величины подземного стока в бассейне р. Васильевки.

Модульные коэффициенты, характеризующие внутригодовое распределение подземного стока, имеют следующие значения: I – 0,84, II – 0,81, III – 0,79, IV – 1,26, V – 1,19, VI – 1,11, VII – 1,09, VIII – 1,03, IX – 1,12, X – 1,01, XI – 0,99, XII – 0,91.

Распределение подземного стока по сезонам (в процентах от годового) таково: весна (апрель – май) – 20,2; лето – осень (июнь – октябрь) – 44,1; зима (ноябрь – март) – 35,7.

Корреляционным анализом установлено, что основным фактором, определяющим режим родникового стока в районе г. Перми, являются атмосферные осадки. Коэффициент корреляции между среднегодовыми дебитами родников и атмосферными осадками равен  $0,95 \pm 0,06$ , между минимальными дебитами и атмосферными осадками –  $0,99 \pm 0,01$ .

На основании выведенной зависимости среднегодовые и минимальные дебиты наблюдаемых родников были приведены к многолетнему ряду (1937–1964 гг.), что позволило рассчитать норму и среднеегодовую минимальную величину дебита этих родников. Для определения соответствующих многолетних характеристик подземного стока используется следующая формула:

$$Q = q \cdot K, \text{ где}$$

$Q$  – среднеегодовая норма (среднеегодовая минимальная величина) подземного стока в бассейне реки;  $q$  – меженный расход этой реки в какое-либо время;  $K$  – коэффициент, представляющий отношение нормы (среднеегодовой минимальной величины) суммарного дебита родников к суммарному дебиту этих родников, отвечающему времени замера меженного расхода реки.

В бассейне р. Васильевки эти коэффициенты, определенные по замерам в августе 1964 г., оказались равными для нормы родникового стока 0,73, для среднеегодового минимального стока – 0,61.



Формулы расчета подземного стока, полученные для бассейна одной реки, могут быть распространены на соседние территории, характеризующиеся аналогичными гидрогеологическими условиями. Для этого необходимы одновременные замеры меженных расходов рек на исследуемой территории и в бассейне реки-аналога.

Таким образом были определены средние многолетние величины подземного стока в районе г. Перми (см. табл.) на площади  $1900 \text{ км}^2$ , где детальными исследованиями установлена гидрогеологическая аналогия этой территории с бассейном р. Васильевки.

| п. п. | Многолетние характеристики подземного стока | Пределы колебания        |                                       |
|-------|---------------------------------------------|--------------------------|---------------------------------------|
|       |                                             | слоя стока, мм           | модуля стока, л/сек с 1 $\text{км}^2$ |
| 1     | Среднегодовые                               | $\frac{8,7-296,0}{69,0}$ | $\frac{0,28-9,4}{2,2}$                |
| 2     | Минимальные                                 | $\frac{7,3-247,0}{58,0}$ | $\frac{0,23-7,9}{1,8}$                |

Большой диапазон величин подземного стока на исследуемой территории обусловлен весьма различной водообильностью верхнепермских пород вследствие их неравномерной трещиноватости (Г. П. Верхованцев, Г. К. Михайлов, 1964) и фациальной изменчивости [1, 2].

Коэффициент подземного стока в районе г. Перми равен 0,17 (норма атмосферных осадков, определенная А. С. Шкляевым и Т. П. Девятковой в 1962 г., равна 500 мм). Коэффициент общего стока по материалам этих авторов равен 0,45. Следовательно, доля подземного стока в общем питании рек составляет 38 %. В период годового максимума общего стока (апрель – май) она равна соответственно 12 и 10 %.

Оценка естественных ресурсов водоносных горизонтов, не имеющих гидравлической связи с поверхностными водами, должна основываться на выявлении формы зависимости между режимом родникового и общего подземного питания рек. Для определения ресурсов отдельных участков водоносных горизонтов требуются детальные гидрогеологические исследования территории, сопровождаемые замерами меженного стока малых рек в створах, ограничивающих однотипные по водообильности площади бассейнов. Месячные и годовые величины ресурсов устанавливаются по изучению режима родникового стока в течение одного года или ряда лет. Для оп-

ределения многолетних характеристик ресурсов необходим продолжительный период наблюдений или приведение короткого ряда к многолетнему на основании зависимости режима дебита опорных родников от метеорологических факторов.

**Лаборатория геологии Пермского университета**

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Абрикосов И. Х. Нефтегазоносность Пермской области. Гостоптехиздат, М., 1963.
2. Абрикосов И. Х., Софроницкий П. А. Геологическое строение и нефтеносность Верхнего и Среднего Прикамья. Тр. ВНИГНИ вып. XIII, 1959.
3. Коноплянцев А. А., Ковалевский В. С., Семенов С. М. Естественный режим подземных вод и его закономерности Госгеолтехиздат, 1963.
4. Куделин Б. И. Принципы региональной оценки естественных ресурсов подземных вод. Изд. МГУ, 1960.
5. Куделин Б. И., Коробейникова З. А., Лебедева Н. А. Естественные ресурсы подземных вод Центрально-Черноземного района и методика их картирования. Изд. МГУ, 1963.
6. Макаренко Ф. А. О закономерностях подземного питания рек. ДАН СССР, т. 57. № 5, 1947.

**Г. К. Михайлов**

## **ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФАЦИАЛЬНО НЕВЫДЕРЖАННЫХ ТОЛЩ В ЗОНЕ АКТИВНОГО ВОДООБМЕНА**

Мощная толща верхнепермских отложений Среднего Прикамья, залегающая на карбонатных и сульфатных породах иренского горизонта кунгурского яруса, отличается сложностью и разнообразием гидрогеологических условий в зоне активного водообмена [8, 10–13]. Это определяется главным образом фациально-литологической невыдержанностью водоносных и водоупорных пород [1, 5] и их неравномерной тектонической трещиноватостью, возникающей при формировании локальных геологических структур. В изученных районах отсутствуют выдержанные на значительной площади отдельные водоносные горизонты. Участки, удаленные друг от друга на 2–3 км, а иногда и менее, имеют различный состав водоносных пород и резко отличаются по водообильности.

В соответствии со схемой гидрогеологической стратификации А. С. Рябченкова [9], верхнепермскую толщу пород Среднего Прикамья следует рассматривать как верхнюю серию палеозойского водоносного комплекса пород. Серия разделена на водоносные свиты – сложные толщии ритмично перемежающихся водоносных и водоупорных пород разного литолого-петрографического состава, которые соответствуют отдельным фазам региональных тектонических и седиментационных циклов.

Каждая из рассмотренных нами водоносных свит – шешминская, белебеевская и татарская [10–12], обладает отличительными гидрогеологическими признаками. Они определя-

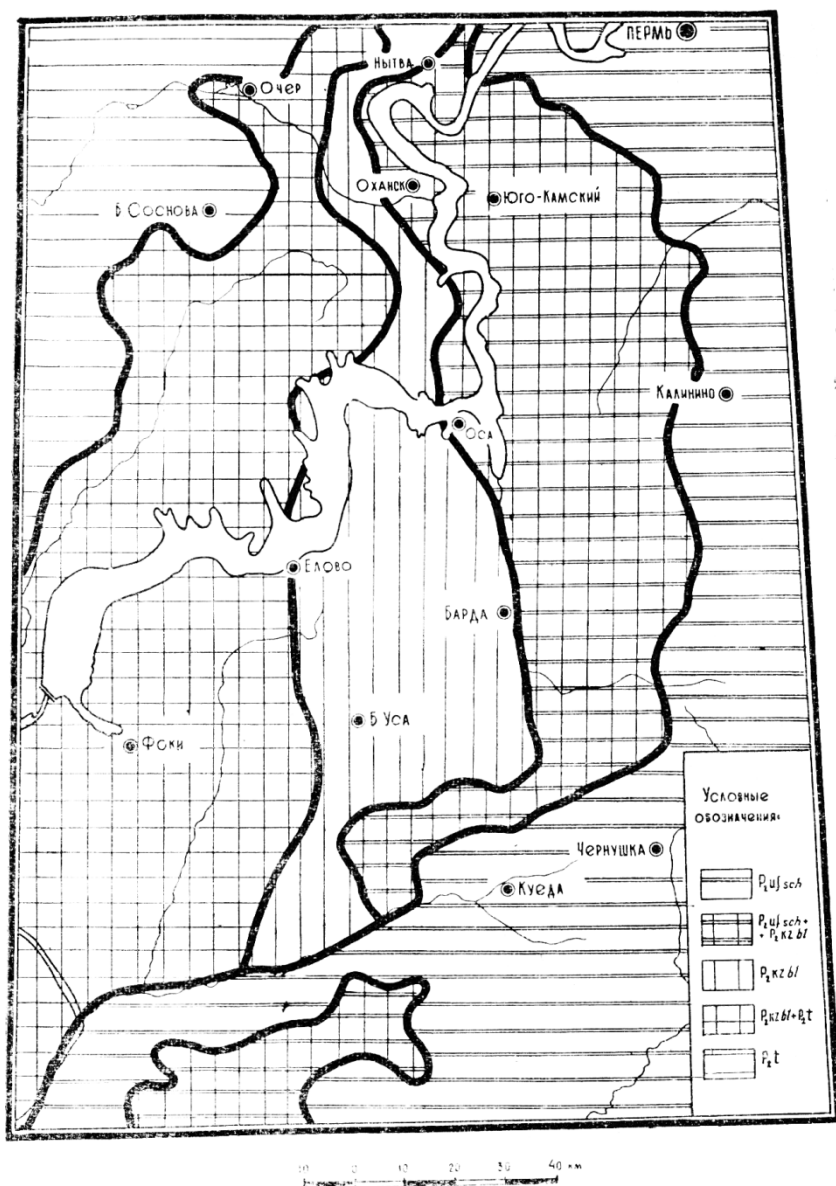


Рис. 1. Области распространения водоносных свит: 1) шешминской –  $P_2ufsch$ , 2) шешминской и белебеевской –  $P_2ufsch + P_2kzbl$ , 3) белебеевской –  $P_2kzbl$ , 4) белебеевской и татарской –  $P_2kzbl + P_2t$ , 5) татарской –  $P_2t$ .

Т а б л и ц а 1

**Статистические характеристики дебита родников (л/сек) верхней палеозойской водоносной серии в юго-западной части Пермской области  
(июнь–октябрь 1956–1964 гг.)**

| Водоносные породы                            | Основные статистические характеристики |                |     |     |                  |      |       |                |
|----------------------------------------------|----------------------------------------|----------------|-----|-----|------------------|------|-------|----------------|
|                                              | N                                      | X <sub>м</sub> | X   | Б   | X <sub>исп</sub> | Е    | В     | М <sub>о</sub> |
| <b>Шешминская водоносная свита</b>           |                                        |                |     |     |                  |      |       |                |
| Песчаники                                    | 463                                    | 42,1           | 1,9 | 3,6 | 1,3              | 9,0  | 188,9 |                |
| Алевролиты                                   | 61                                     | 5,0            | 0,7 | 0,8 | 0,6              | 14,5 | 110,0 |                |
| Известняки                                   | 20                                     | 3,5            | 0,7 | —   | —                | —    | —     |                |
|                                              | 706                                    | 42,1           | 1,6 | 3,1 | 1,3              | 7,5  | 193,9 | 0,3            |
| <b>Белебеевская водоносная свита</b>         |                                        |                |     |     |                  |      |       |                |
| Песчаники                                    | 406                                    | 86,1           | 2,0 | 5,3 | 1,4              | 13,5 | 266,0 |                |
| Алевролиты                                   | 126                                    | 25,0           | 1,8 | 4,2 | 1,1              | 20,5 | 227,0 |                |
| Конгломераты                                 | 75                                     | 20,0           | 1,4 | 2,6 | 1,0              | 22,1 | 189,0 |                |
| Известняки                                   | 16                                     | 3,0            | 0,8 | —   | —                | —    | —     |                |
|                                              | 716                                    | 86,1           | 1,7 | 4,4 | 1,2              | 10,2 | 266,9 | 0,3            |
| <b>Татарская водоносная свита</b>            |                                        |                |     |     |                  |      |       |                |
| Песчаники                                    | 268                                    | 15,0           | 1,7 | 2,4 | 1,2              | 8,3  | 188,9 |                |
| Алевролиты                                   | 102                                    | 19,0           | 1,7 | 2,7 | 1,2              | 15,5 | 157,0 |                |
| Известняки                                   | 14                                     | 1,7            | 0,6 | —   | —                | —    | —     |                |
| Конгломераты                                 | 6                                      | 5,6            | 0,6 | —   | —                | —    | —     |                |
|                                              | 432                                    | 19,0           | 1,6 | 2,4 | 1,2              | 6,8  | 141,6 | 0,3            |
| <b>Верхняя палеозойская водоносная серия</b> |                                        |                |     |     |                  |      |       |                |
| Песчаники                                    | 1137                                   | 86,1           | 1,9 | 4,1 | 1,4              | 6,4  | 216,5 | 0,3            |
| Алевролиты                                   | 289                                    | 25,0           | 1,6 | 3,2 | 1,1              | 11,8 | 199,4 | 0,3            |
| Конгломераты                                 | 81                                     | 20,0           | 1,2 | 1,5 | 0,8              | 14,4 | 128,0 | 0,3            |
| Известняки                                   | 50                                     | 3,5            | 0,7 | 0,8 | 0,5              | 16,0 | 115,9 | 0,3            |
|                                              | 1854                                   | 86,1           | 1,6 | 3,5 | 1,2              | 4,9  | 216,0 | 0,3            |

\* П р и м е ч а н и я . N – число наблюдений; X<sub>м</sub> – максимальное значение; X – среднее арифметическое значение по сгруппированным данным; Б – среднее квадратическое отклонение; X<sub>исп</sub> – среднее арифметическое значение при исключении резко выделяющихся величин; Е – показатель точности исследования среднего, в %; В – коэффициент вариации, в %; М<sub>о</sub> – модальное значение.

Общая характеристика водоносных свит и серий дана с учетом родников с неустановленным составом водоносных пород. Водоносные аргиллиты (ваппы) рассмотрены совместно с алевролитами.

ются структурно-геологическими условиями и неотектонической активностью различных участков областей их распространения (рис. 1), спецификой литолого-петрографического состава и соотношением водоносных пород.

Водообильность верхнепермских пород в юго-западной части Пермской области (рис. 2) определена одновременным воздействием на процесс формирования подземного стока нескольких главных факторов: климата, структурно-тектонических условий, состава пород в зоне активного водообмена.

Т а б л и ц а 2

**Водообильность верхнепермских пород в юго-западной части Пермской области (модули подземного стока в л/сек/км<sup>2</sup>, зимняя межень 1961–1965 гг.)**

| Области распространения водоносных свит | Основные статистические характеристики* |                |     |     |                  |      |      |                |
|-----------------------------------------|-----------------------------------------|----------------|-----|-----|------------------|------|------|----------------|
|                                         | N                                       | X <sub>м</sub> | X   | Б   | X <sub>исп</sub> | Е    | В    | M <sub>0</sub> |
| Шешминской                              | 154                                     | 9,5            | 2,5 | 2,1 | 2,3              | 6,8  | 85,6 | 1,3            |
| Шешминской и белебеевской               | 126                                     | 10,0           | 2,5 | 1,7 | 2,2              | 6,0  | 66,4 | 1,4            |
| Белебеевской                            | 104                                     | 12,0           | 2,4 | 1,8 | 2,1              | 7,6  | 77,9 | 1,4            |
| Белебеевской и татарской                | 29                                      | 5,0            | 1,9 | 1,3 | 1,5              | 12,7 | 69,4 | 1,4            |
| Татарской                               | 59                                      | 8,0            | 2,3 | 1,4 | 2,0              | 12,1 | 63,2 | 1,3            |
| Верхней палеозойской водоносной серии   | 472                                     | 12,0           | 2,4 | 1,8 | 2,2              | 3,4  | 76,2 | 1,4            |

\* Примечания. N – число определений; X<sub>м</sub> – максимальное значение; X – среднее арифметическое; Б – среднее квадратическое отклонение; X<sub>исп</sub> – среднее арифметическое при исключении резко выделяющихся величин; Е – показатель точности исследования среднего значения, в %; В – коэффициент вариации, в %; М<sub>0</sub> – модальное значение.

Близкие значения среднего дебита родников (табл. 1), а также среднего модуля подземного стока (табл. 2) в областях распространения изученных водоносных свит обусловлены равномерным влиянием атмосферных осадков на водообильность пород в зоне активной циркуляции. Этому способствует расположение водоносных областей в виде полос меридионального направления.

Значительная изменчивость дебита родников и модуля подземного стока в юго-западной части Пермской области (рис. 2) определяется структурно-тектоническими условиями районов и участков, а также составом верхнепермских и по-

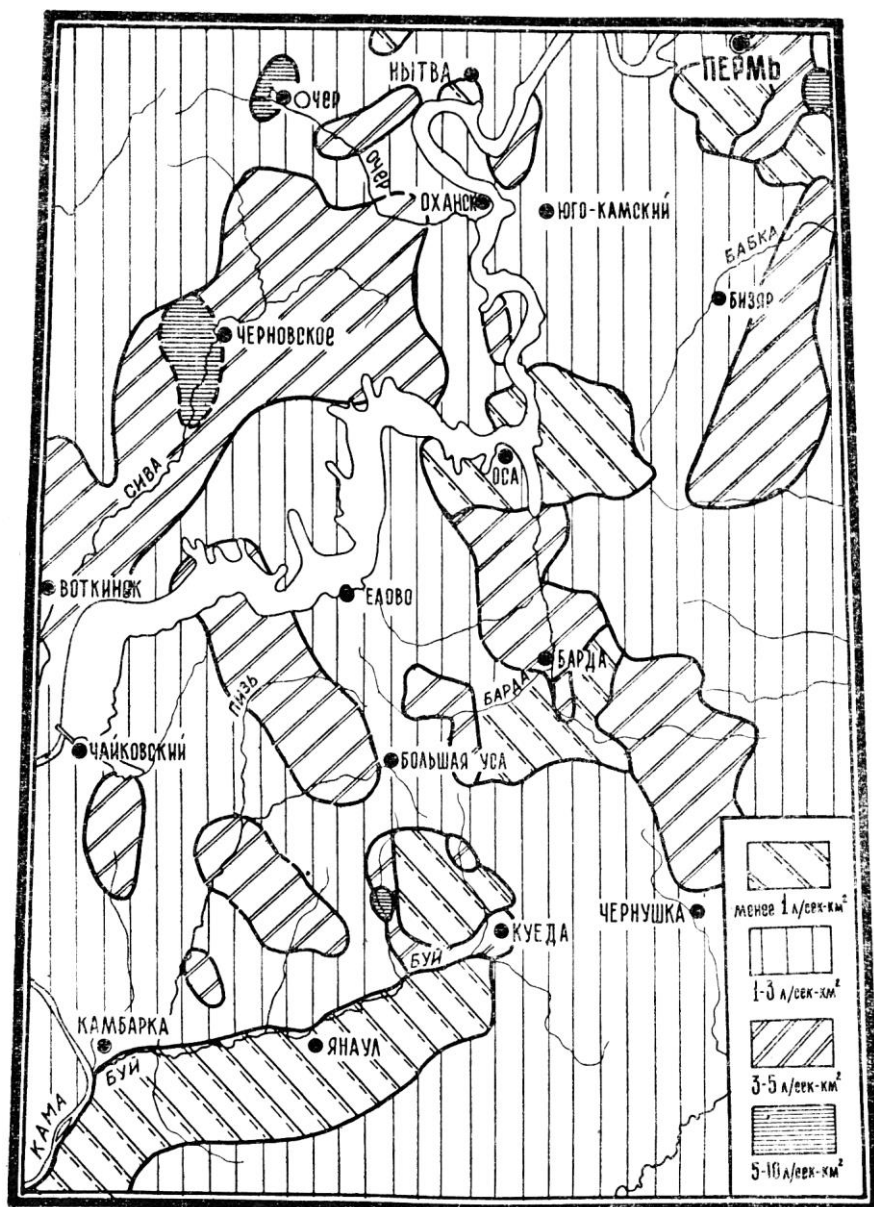


Рис. 2. Схематическая карта подземного стока юго-запада Пермской области и сопредельных районов (зимние межени 1961–1965 гг.).

кровных отложений. Тип и строение геологических структур, активность их развития в неоген-антропогенное время наряду с литолого-петрографическим составом пород определяют геоморфологическую обстановку (обширность и степень расчленения областей питания подземных вод, уклоны земной поверхности и т. д.), условия инфильтрации атмосферных осадков, циркуляции и стока (разгрузки) подземных вод.

В обстановке широкого распространения порово-трещинных грунтовых вод – переходных типов между ареальными и жильными водами [6], а также трещинно-пластовых безнапорных и напорных вод преобладание тех или иных водоносных пород обусловлено их относительным содержанием, площадью распространения и главным образом восприимчивостью к тектоническим напряжениям. Последняя определяет гидрогеологическую эффективность трещинных нарушений, т. к. в мощных пластах и линзах прочных песчаников формируются более открытые и эффективные тектонические трещины, чем в тонкослоистых глинистых алевролитах или в других пластичных породах.

Преобладание среди водоносных пород различных песчаников является характерным признаком верхнепалеозойской водоносной серии. Из 1557 родников с установленным составом водоносных пород 1137 (73,0 %) приурочено к песчаникам. Интересно отметить увеличение относительного содержания водоносных песчаников в более древних свитах. В области распространения шешминской водоносной свиты к песчаникам приурочено 85 % родников с установленным составом водоносных пород. В области развития белебеевской водоносной свиты это число уменьшается до 65 %, а на площади распространения татарских отложений – до 55 %.

Второе место по частоте встречаемости принадлежит алевролитам и аргиллитам (вапнам) – 289 (18,6 %), третье – конгломератам (81 родник), четвертое – известнякам (50 родников).

Статистические характеристики дебита родников, приуроченных к различным водоносным породам, приведены в табл. 1.

Распределение родников по классам дебита в соответствии с классификацией О. Э. Мейнцера и Г. А. Максимовича [7] приводится в табл. 3. Обеспеченность различных значений дебита показана на рис. 3.

Как известно [2, 4, 8, 10–15, 16], новейшие тектонические трещинные нарушения являются зонами усиленной концентрации подземного стока. Поэтому большая изменчивость дебита родников (216 %) на исследуемой площади связана с



Т а б л и ц а   3

**Распределение родников по классам в зависимости от дебита**

| Класс дебита, л/сек                                               | Количество родников | Процент от общего количества родников | Суммарный дебит родников | Процент от общего суммарн. дебита родн. |
|-------------------------------------------------------------------|---------------------|---------------------------------------|--------------------------|-----------------------------------------|
| <b>Верхняя палеозойская водоносная серия</b>                      |                     |                                       |                          |                                         |
| 0,1–1,0                                                           | 1133                | 61,1                                  | 435,8                    | 14,3                                    |
| 1,0–10,0                                                          | 674                 | 36,4                                  | 1803,5                   | 59,2                                    |
| 10,0–100,0                                                        | 47                  | 2,5                                   | 805,7                    | 26,5                                    |
|                                                                   | 1854                | 100,0                                 | 3045,0                   | 100,0                                   |
| <b>Песчаники верхней палеозойской водоносной серии</b>            |                     |                                       |                          |                                         |
| 0,1–1,0                                                           | 650                 | 57,2                                  | 255,0                    | 11,9                                    |
| 1,0–10,0                                                          | 451                 | 39,6                                  | 1260,8                   | 58,9                                    |
| 10,0–100,0                                                        | 36                  | 3,2                                   | 623,5                    | 29,2                                    |
|                                                                   | 1137                | 100,0                                 | 2139,3                   | 100,0                                   |
| <b>Алевриты и аргиллиты верхней палеозойской водоносной серии</b> |                     |                                       |                          |                                         |
| 0,1–1,0                                                           | 187                 | 64,7                                  | 68,3                     | 15,0                                    |
| 1,0–10,0                                                          | 95                  | 32,9                                  | 259,3                    | 57,0                                    |
| 10,0–100,0                                                        | 7                   | 2,4                                   | 127,7                    | 28,0                                    |
|                                                                   | 289                 | 100,0                                 | 455,3                    | 100,0                                   |

различной активностью развития структур четвертичного тектогенеза и с неравномерной трещиноватостью верхнепермских пород.

Более общий показатель водообильности пород – модуль подземного стока охарактеризован в табл. 2. Он отличается меньшим коэффициентом изменчивости (76,2 %), чем дебит родников. Однако величина модуля подземного стока также имеет четкую зависимость от структурной обстановки. Например, в бассейне р. Очеры средний модуль подземного стока на площади тектонических поднятий в четыре раза больше, чем на остальных участках, а в правобережной части среднего и верхнего течения р. Буя он в два раза выше фона.

Ритмичное чередование в разрезе водоносных, слабо водопроницаемых и относительно водоупорных отложений способствует формированию нескольких водоносных горизонтов выше поверхности эрозионного вреза. На участках моноклинального залегания пород число их достигает трех-четырех. Водоносные горизонты здесь слабо водообильны. На площади

положительных структур в зонах повышенной тектонической трещиноватости количество водоносных горизонтов в долинах рек уменьшается до одного – двух.

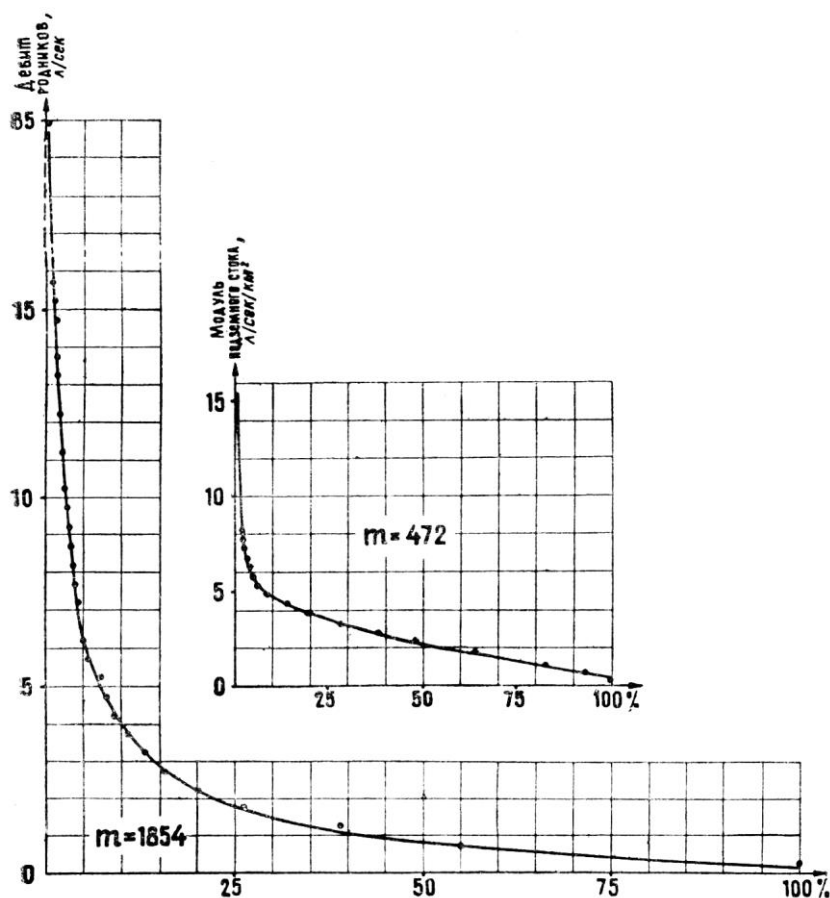


Рис. 3. Обеспеченность различных значений дебита родников и модуля подземного стока

В процессе расширения водоносных трещин под воздействием восходящих неотектонических движений происходит снижение уровня порово-трещинных грунтовых вод. Оно сопровождается увеличением мощности зоны нисходящей вертикальной циркуляции. Благодаря этому, водоносные породы верхнего горизонта постепенно переходят в зону аэрации, а относительные водоупоры становятся водоносными.

Верхнепалеозойская водоносная серия Среднего Прикамья характеризуется близкими соотношениями между суммарными дебитами классов малых, значительных и больших родников, приуроченных и к песчаникам, и к алевролитам (табл. 3). Это обусловлено тем, что повышенная степень концентрации подземного стока в области развития верхнепермских отложений определяется наряду с литолого-петрографическим составом водоносных пород характером развития гидрогеологически эффективной тектонической трещиноватости.

Итак, поиски водообильных зон и участков в области распространения фациально невыдержанных толщ должны базироваться на тщательном анализе местных структурно-тектонических условий.

Центральные части гидрогеологически активных структурных прогибов, дренирующих несколько локальных тектонических поднятий, а также сводовые части положительных структур с внутренним подземным стоком [13] наиболее благоприятны для концентрации естественных ресурсов подземных вод в зоне активной циркуляции.

Гидрогеологические показатели – фон и интенсивность аномалий на площади водообильных зон, необходимо рассчитывать, используя методы математической статистики.

#### **Лаборатория геологии Пермского университета**

#### **Л И Т Е Р А Т У Р А**

1. Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Часть 1. Поздняя докембрий и палеозой, поздняя пермь – ранний триас. М. – Л., 1960.
2. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. Изд. «Наука», М., 1964.
3. Длин А. М. Математическая статистика в технике. Изд. «Сов. наука». М., 1958.
4. Игнатович Н. К. Гидрогеологические структуры – основа гидрогеологического районирования территории СССР. Сов. геология, сб. 19, 1947.
5. Максимович Г. А. Верхнепермские отложения Пермско-Сарапульского района. Уч. зап. Пермского университета, вып. к XVII сессии Международного геологического конгресса, ч. 1, 1937.
6. Максимович Г. А. Классификация подземных вод. Тр. ЛГТП, т. III, М., 1948.
7. Максимович Г. А. Классификация родников по дебиту и карстовые источники. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
8. Максимович Г. А., Михайлов Г. К. Гидрогеологические методы поисков локальных платформенных структур. Тез. докл. Всесоюзного научно-технического совещания по гидрогеологии и инженерной геологии. Секция гидрогеохимии, Москва – Ереван, 1963.
9. Методическое руководство по гидрогеологической съемке. Госгеолтехиздат, М., 1961.

10. Михайлов Г. К. Гидрогеологические особенности уфимских отложений Среднего Прикамья. Уч. зап. Пермского университета, т. XX, вып. 1, Пермь, 1960.
11. Михайлов Г. К. Гидрогеологические особенности белебеевских отложений Среднего Прикамья. Изв. ВУЗ. Геология и разведка, № 3, 1962.
12. Михайлов Г. К. Гидрогеологические особенности татарских отложений Среднего Прикамья. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1, Пермь, 1962.
13. Михайлов Г. К. К вопросу о структурно-геологической интерпретации гидрогеологических данных при изучении фациально невыдержанных толщ. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2, Пермь, 1964.
14. Николаев Н. И. Неотектоника и ее выражение в структуре и рельефе территории СССР. Гостеолтехиздат, 1962.
15. Софроницкий П. А., Шершнев К. С. Тектоника Пермского Прикамья в свете новых данных. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXVI, Москва, 1963.
16. Щеголев Д. И., Толстихин Н. И. Подземные воды в трещиноватых породах. Гостоптехиздат, 1939.

**И. Н. Шестов, А. В. Шурубор**  
**ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ**  
**КОСЬВИНСКО-ЧУСОВСКОЙ СЕДЛОВИНЫ**

По геолого-тектоническим признакам вся территория Пермской области подразделяется на три крупных региона: складчатый Урал, Предуральский прогиб и восточный борт Русской платформы. В гидрогеологическом районировании СССР [7] платформенная часть Пермской области и Предуральский прогиб относятся к Волго-Камскому артезианскому бассейну, а площадь складчатого Урала – к Уральской гидрогеологической складчатой области.

Рассматриваемый район расположен в Предуральском прогибе, в Уфимско-Соликамской впадине. Длина впадины в пределах Пермской области достигает 430 км, а ее ширина изменяется от 40 до 85 км. Косьвинско-Чусовская седловина разделяет Уфимско-Соликамскую впадину на две депрессии: Соликамскую и Сылвенскую [1, 12] и занимает самую узкую часть впадины. Ширина ее 40 км, длина 50 км.

В гидрогеологическом отношении обе депрессии по нижнепермским отложениям представлены двумя сложными артезианскими бассейнами, в которых развиты трещинно-пластовые, трещинно-карстовые и пластово-поровые воды, обладающие большим гидростатическим напором [2, 13, 16, 17]. Большая часть водоносных горизонтов пермских отложений невыдержана по площади, что обусловлено литологической изменчивостью водовмещающих пород. Такое же сложное строение имеет и Косьвинско-Чусовская седловина. Бурением геологическое строение седловины изучено до глубины 2,5 км. Разведочными скважинами на нефть разрез пройден до среднеде-

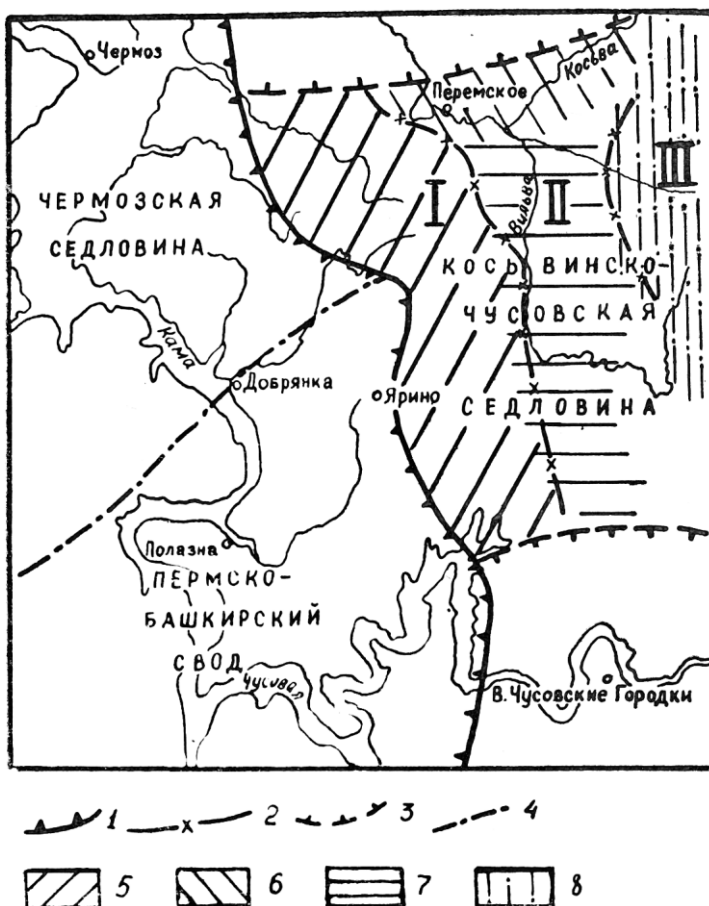


Рис. 1. Схематическая карта районов подземных вод Косьвинско-Чусовской седловины зоны гидрогенеза: 1 – граница Предуралья; 2 – границы литологических зон: I – зона распространения рифовых массивов и одиночных рифов артинского яруса, II – зона развития сульфатно-галогенных отложений кунгурского яруса, III – зона распространения терригенных отложений кунгурского яруса; 3 – границы Косьвинско-Чусовской седловины; 4 – границы Пермско-Башкирского свода; 5 – район развития гидрокарбонатно-кальциевых и сульфатно-кальциевых вод в отложениях уфимского яруса; 6 – район распространения выходов хлоридно-натриевых вод; 7 – район развития трещинно-карстовых сульфатно-кальциевых вод в кунгурских отложениях; 8 – район распространения гидрокарбонатно-кальциевых и сульфатно-кальциевых вод в терригенных отложениях кунгурского яруса.

вонских отложений. Проводилось и структурно-поисковое бурение на Косьвинской, Перемской, Истокской, Висимской, Ольховской и других площадях. Эти работы значительно расширили представление о геологическом и гидрогеологическом строении района.

На дневной поверхности широко развиты выходы терригенно-карбонатных и сульфатных отложений уфимского яруса верхней перми, под которыми залегает мощная (до 700 м) толща хемогенных и терригенных отложений нижней перми.

Б. И. Грайфер (1962), а также А. А. Оборин (1963) и В. Д. Щербина [18] на территории Косьвинско-Чусовской седловины, среди нижнепермских отложений, выделяют три зоны. Первая зона расположена на западном борту седловины, на стыке Предуральяского прогиба с Русской платформой. Это полоса развития рифогенных отложений артинского возраста. Ширина ее достигает 15–20 км. Рифогенные отложения характеризуются повышенной пористостью (до 25 %) и образуют локальные рифовые структуры, которые не прослеживаются по каменноугольным отложениям. В рифовых известняках широко развиты сероводородные воды хлоридно-натриевой гидрохимической фации [15]. Вторая зона расположена восточнее первой. Она характеризуется распространением среди карбонатно-терригенных отложений кунгурского яруса небольших линз солей. Ширина зоны 20–25 км. Мощность солей, по данным структурно-поискового бурения, достигает 85 м. Третья зона расположена на восточном борту седловины. Ее ширина около 5–7 км. Это зона развития нижнепермских терригенных отложений.

Резкая фациальная и литологическая изменчивость водовмещающих пород нижнепермских отложений создала сложные гидрогеохимические условия подземных вод в зоне гидрогенеза. Здесь, по соседству с пресными водами гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации, встречаются выходы высокоминерализованных вод (до 30 г/л) хлоридно-натриевой гидрохимической фации.

В разрезе палеозойских отложений устанавливаются все три гидрогеохимические зоны, выделенные Г. А. Максимовичем [8, 10] для платформенных территорий. Наиболее детально изучены подземные воды зоны эпигидрогенеза (подземного интенсивного выветривания) и гидрогенеза (выщелачивания). Они характеризуются инфильтрацией и интенсивным подземным стоком, а также активным водообменом.

Подземные воды зоны эпигидрогенеза представлены, в основном, верховодкой, имеющей широкое развитие в заболоченных участках речных долин и на водоразделах. Это пресные,

маломинерализованные воды гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации. Минерализация вод редко превышает 0,2 г/л. Водообильность отложений зависит от количества атмосферных осадков. Практического интереса воды почти не представляют и нами не рассматриваются.

Наибольшее практическое значение имеют воды зоны гидрогенеза (выщелачивания). К ней относятся грунтовые, пластовые и трещинно-карстовые воды Соликамского горизонта уфимского яруса и кунгурского яруса. Воды зоны гидрогенеза имеют сложный химический состав, который зависит от гидродинамических условий, литологического состава водовмещающих пород и от комплекса выщелачивающихся солей. Они широко используются в народном хозяйстве для водоснабжения, а хлоридно-натриевые рассолы – для получения поваренной соли и представляют интерес как бальнеологические (лечебные) воды.

Исследование химического состава подземных вод зоны гидрогенеза и характера водовмещающих пород позволило выделить на площади Косьвинско-Чусовской седловины четыре самостоятельных гидрогеохимических района подземных вод (рис. 1).

Первый район характеризуется развитием трещинно-пластовых, пластово-поровых и трещинно-карстовых вод гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации в Соликамских отложениях. По площади распространения район почти соответствует зонам развития рифовых массивов и одиночных рифов. Трещинно-карстовые воды развиты в Соликамских гипсово-известняковых отложениях и в верхних гипсово-ангидритовых пачках кунгурского яруса. Выделенный гидрогеохимический район входит в Сергинцевско-Долгушинский район карста преимущественно в гипсах и ангидритах [11]. А. Г. Чикишев [14] рассматриваемую площадь включает в Куликовский район карста. Характерной особенностью для территории является слабое проявление карста на поверхности, в виде одиночных воронок и небольших карстовых озер (район дд. Заболото, Мочелята).

Подземные воды гидрокарбонатно-кальциевого состава приурочены, в основном, к плитняковой толще Соликамского горизонта и встречаются на глубине до 25–50 м. Ниже скважинами вскрываются напорные воды сульфатно-кальциевого состава. Дебиты скважин при самоизливе достигают 20 л/сек. Естественные выходы вод приурочены к долинам рек и оврагов.

На глубинах около 100 м в химическом составе вод появляется в значительных количествах ион хлора, что связано,



## Химический состав подземных вод гидрогеохимической зоны

| №<br>п.<br>п. | Пункт исследования                                   | Геологический<br>возраст | Общая<br>минерализация,<br>мг/л | Содержание, мг/л |        |
|---------------|------------------------------------------------------|--------------------------|---------------------------------|------------------|--------|
|               |                                                      |                          |                                 | Na+K             | Mg     |
| 1             | Скв. у р. Лух                                        | P <sub>2</sub> ufsl      | 2107,0                          | 46,5             | 29,2   |
| 2             | Скв. ГПК в д. В. Добрянка                            | P <sub>2</sub> ufsl      | 495,7                           | 15,2             | 29,4   |
| 3             | Источник в д. Кунья                                  | P <sub>2</sub> ufsl      | 368,1                           | 13,6             | 13,5   |
| 4             | Скв. ГПК в д. Кунья                                  | P <sub>2</sub> ufsl      | 2890,2                          | 161,2            | 143,0  |
| 5             | Вожевская площадь скв. 795 с глубины 20,4 м          | P <sub>2</sub> ufsl      | 2421,9                          | 69,0             | 80,0   |
| 6             | д. Шестаки, источник в 1,5 км                        | P <sub>1</sub> kg        | 5296,0                          | 1253,0           | 35,2   |
| 7             | Источник у д. Серегово                               | P <sub>1</sub> kg        | 5854,5                          | 1430,3           | 58,3   |
| 8             | Озеро – старица у д. Наумята                         | P <sub>1</sub> kg        | 10481,3                         | 3580,4           | 40,4   |
| 9             | Рассолоподъемная скв. у д. Усть-Ключанка             | P <sub>1</sub> kg        | 28358,1                         | 8793,4           | 134,3  |
| 10            | Карстовый колодец с конусом выноса у устья р. Вильвы | P <sub>1</sub> kg        | 7075,1                          | 1308,4           | 47,4   |
| 11            | Ручей, вытекающий из озера старицы у устья р. Вильвы | P <sub>1</sub> kg        | 7297,7                          | 1563,6           | 48,9   |
| 12            | Источник у дороги Ужгинская – Таборы                 | P <sub>1</sub> kg        | 7111,6                          | 1660,1           | 43,0   |
| 13            | Скв. 2722 (104 м) Истокской площади                  | P <sub>1</sub> kg        | 5461,0                          | 1184,0           | 66,0   |
| 14            | Скв. 200 у п. Таборы                                 | P <sub>1</sub> kg        | 2318,4                          | 28,3             | 103,7  |
| 15            | Скв. 2734 (65 м) Истокской площади                   | P <sub>1</sub> kg        | 2112,7                          | 134,3            | 92,6   |
| 16            | Скв. 2776 (40 м) Истокской площади                   | P <sub>1</sub> kg        | 5358,7                          | 1161,7           | 41,1   |
| 17            | Скв. 2172 (125 м) Голубятской площади                | P <sub>1</sub> kg        | 11254,6                         | 2227,8           | 418,1  |
| 18            | Скв. 4157 (70 м) Восточно-Голубятской площади        | P <sub>1</sub> kg        | 3490,7                          | 551,3            | 126,0  |
| 19            | Скв. 3712 (420 м) Восточно-Голубятской площади       | P <sub>1</sub> kgphl     | 12721,9                         | 3462,7           | 275,6  |
| 20            | Скв. 18 Ольховской площади                           | P <sub>1</sub> S         | 262744,6                        | 76343,7          | 6093,4 |
| 21            | Скв. 1 Луховской площади                             | C <sub>2</sub> mm        | 261975,0                        | 66442,4          | 6412,2 |
| 22            | Скв. 8 Луховской площади                             | C <sub>1</sub> vjsn      | 262178,0                        | 71596,3          | 3206,1 |
| 23            | Скв. 15 Ольховской площади                           | C <sub>1</sub> vjsn      | 257461,1                        | 70380,5          | 3193,0 |
| 24            | Скв. 18 Ольховской площади                           | C <sub>1</sub> vjsn      | 258858,8                        | 70783,2          | 3131,8 |

\* ион CO<sub>3</sub>

**гидрогенеза и гидрогалаогенеза Косьвинско-Чусовской седловины**

| С о д е р ж а н и е , мг/л |          |                 |                  | Гидрохимическая фация                 | Гидрогео-химическая зона | Гидрогео-химические районы |
|----------------------------|----------|-----------------|------------------|---------------------------------------|--------------------------|----------------------------|
| Ca                         | Cl       | SO <sub>4</sub> | HCO <sub>3</sub> |                                       |                          |                            |
| 524,5                      | 17,3     | 1277,0          | 213,5            | SO <sub>4</sub> -Ca-HCO <sub>3</sub>  | Гидрогенеза              | Первый                     |
| 72,6                       | 7,0      | 90,9            | 280,6            | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca |                          |                            |
| 60,5                       | 6,9      | 8,2             | 265,4<br>24,0*   | HCO <sub>3</sub> -Ca                  |                          |                            |
| 497,0                      | 112,0    | 1715,1          | 237,9            | SO <sub>4</sub> -Ca-HCO <sub>3</sub>  |                          |                            |
| 524,9                      | 14,0     | 1563,0          | 171,0            | SO <sub>4</sub> -Ca-HCO <sub>3</sub>  |                          | Второй                     |
| 654,2                      | 1497,5   | 1599,9          | 256,2            | SO <sub>4</sub> -Cl-Na-Ca             |                          |                            |
| 593,9                      | 2561,5   | 1027,5          | 183,0            | Cl-Na-SO <sub>4</sub>                 |                          |                            |
| 322,4                      | 5438,3   | 843,6           | 256,2            | Cl-Na                                 |                          |                            |
| 1719,4                     | 15034,1  | 2579,3          | 97,6             | Cl-Na-SO <sub>4</sub>                 |                          |                            |
| 1097,3                     | 2699,4   | 1788,4          | 134,2            | Cl-SO <sub>4</sub> -Na-Ca             |                          |                            |
| 933,2                      | 2758,5   | 1834,9          | 158,6<br>21,0*   | Cl-SO <sub>4</sub> -Na-Ca             |                          |                            |
| 759,5                      | 2438,2   | 1866,5          | 323,3            | Cl-SO <sub>4</sub> -Na                |                          |                            |
| 598,0                      | 1660,0   | 1770,0          | 183,0            | SO <sub>4</sub> -Cl-Na-Ca             |                          |                            |
| 499,7                      | 13,9     | 1398,3          | 274,5            | SO <sub>4</sub> -Ca-HCO <sub>3</sub>  |                          |                            |
| 368,2                      | 142,8    | 1167,5          | 6,0*<br>201,3    | SO <sub>4</sub> -Ca                   |                          |                            |
| 665,4                      | 2016,0   | 1370,8          | 103,7            | Cl-SO <sub>4</sub> -Na-Ca             |                          |                            |
| 1118,6                     | 5695,3   | 1605,9          | 188,9            | Cl-Na-SO <sub>4</sub> -Ca             |                          |                            |
| 408,8                      | 747,5    | 1465,0          | 192,1            | SO <sub>4</sub> -Cl-Na-Ca             |                          |                            |
| 729,8                      | 5216,6   | 2884,7          | 152,5            | Cl-Na-SO <sub>4</sub>                 |                          |                            |
| 16112,2                    | 162470,6 | 566,1           | 158,6            | Cl-Na-Ca                              |                          |                            |
| 24444,8                    | 163825,2 | 447,6           | 402,6            | Cl-Na-Ca                              |                          |                            |
| 24348,6                    | 163406,8 | 565,3           | 54,0             | Cl-Na-Ca                              |                          |                            |
| 23807,5                    | 159570,0 | 510,1           | —                | Cl-Na-Ca                              |                          |                            |
| 24007,9                    | 160279,2 | 522,5           | 134,2            | Cl-Na-Ca                              |                          |                            |

по-видимому, не только с выщелачиванием солей, но и с поступлением вод из более глубоко залегающих горизонтов. Минерализация их изменяется от 0,3 до 2 г/л.

**Второй район** – район развития выходов на поверхность вод хлоридно-натриевой гидрохимической фации. Химический состав вод обусловлен выщелачиванием линз солей из кунгурских отложений. Выходы хлоридно-натриевых вод известны в долинах рр. Косьвы, Пожвы и Вильвы [2, 3, 5, 15]. Соленые источники в долине р. Косьвы, на участке от устья р. Вильвы до устья р. Ключанки, прослеживаются почти сплошной полосой. В долине р. Косьвы встречаются многочисленные озера-старицы. Некоторые из них имеют солоноватую воду. Большая часть соленых вод разгружается через аллювиальные отложения непосредственно в русле р. Косьвы и в ее долине. Это подтверждается тем, что во многих искусственных обнажениях (ямах и карьерах на гравий) отмечались скопления соленых вод.

Отдельные выходы хлоридно-натриевых вод и карстовые озера с солоноватой водой известны также у дд. Серегово, Наумята и Шестаки [15].

При нанесении выходов соленых вод на карту все они располагаются на одной линии, возможно, это связано с зоной повышенной трещиноватости в долине р. Косьвы. Большинство проб воды имеют соотношения  $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$  близкие к единице и выше, а  $\frac{r_{Ca}}{r_{Mg}}$  от 3 до 10, в отдельных пробах отмечено наличие йода (до 0,5 мг/л) и брома (до 6 мг/л). Выходы хлоридных вод встречены только в зоне развития галогенных отложений в кунгурском ярусе. По-видимому, на формирование химического состава подземных вод основное влияние оказывают карстовые воды гидрохимической зоны гидрогенеза. Скважинами хлоридно-натриевые воды в кунгурских отложениях вскрываются на площади распространения кунгурских солей.

**Третий район** расположен на территории развития гипсово-ангидритового карста в кунгурских отложениях. Он выделяется в виде узкой полосы вдоль р. Вильвы и ее притоков и входит в Сергинско-Долгушинский карстовый район [11]. Здесь широко развиты карстовые воронки, озера и овраги. Трещинно-карстовые воды на глубине имеют гидростатический напор и при бурении скважины дают самоизливы воды сульфатно-кальциевого состава с дебитом до 20–30 л/сек. На глубине свыше 25 м химический состав вод, в основном, сульфатно-кальциевый с минерализацией до 2–3 г/л. Рассматри-

ваемый район является высокоперспективным для поисков участков водозабора под законтурное заводнение.

Четвертый район – район развития гидрокарбонатно-кальциевых и сульфатно-кальциевых вод в терригенных отложениях кунгурского яруса. Он расположен ближе к складчатому Уралу (области питания). Мощность зоны гидрогенеза здесь, видимо, достигает значительных глубин. Химический состав вод изучен весьма слабо.

Гидрогеохимическая зона гидрогалогеоза (засоления) характеризуется замедленным водообменом и замедленным выщелачиванием соляного комплекса. Сюда относятся подземные воды в отложениях от нижнепермских до пород кристаллического фундамента. Подземные воды зоны гидрогалогеоза изучены очень слабо. Появляются они еще в филипповском горизонте и представлены хлоридно-натриево-сульфатной гидрогеохимической фацией с минерализацией на самоизливе при открытом стволе скважины до 12,7 г/л, с повышенными концентрациями брома (12,8 мг/л) и бора (27,3 мг/л), значения коэффициентов  $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$  и  $\frac{r_{Ca}}{r_{Mg}}$  приближает их к водам нижележащих толщ. Так, в скважинах 2064 и 2084 Висимской площади коэффициент  $\frac{r_{Na}}{r_{Cl}}$  изменяется от 0,95 до 0,73, а  $\frac{r_{Ca}}{r_{Mg}}$  – от 2,2 до 2,6. Близкие характеристики имеет вода, отобранная из скважины 3712 Восточно-Голубятской площади.

Во всех трех скважинах воды насыщены сероводородом и представляют собой хлоридно-натриевые сероводородные рассолы типа Усть-Качки. Анализы воды приводятся в таблице. Пробы отбирались с устья при переливе в открытом стволе скважины, когда неизбежно смешение с водами вышележащих горизонтов, и, по-видимому, минерализация их несколько занижена.

Подземные воды артинских отложений на рассматриваемой территории не изучались, однако при бурении горизонт подземных вод хорошо фиксируется по интенсивному появлению сероводорода, особенно в зоне распространения рифовых массивов [16]. Воды артинских отложений опробовались в скважине 202 Яринской площади, где получены сероводородные хлоридно-натриево-кальциевые рассолы с минерализацией воды до 107 г/л и содержанием сероводорода до 72 мг/л. Воды насыщены йодом (до 11 мг/л), бромом (85 мг/л) и аммонием (до 103 мг/л). Южнее Косьвинско-Чусовской седловины подземные воды артинских рифогенных отложений изучены в районе п. В.-Чусовские Городки [13]. Здесь они представлены также высокоминерализованными рассолами хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации,

или хлоркальциевым типом по В. А. Сулину. Аналогичные высокоминерализованные рассолы на Косьвинско-Чусовской седловине отмечались в слабо пористых известняках сакмарского яруса в скважине № 18 на Ольховской площади. При испытании из нее был получен незначительный приток хлоридно-натриево-кальциевых рассолов (хлоркальциевые по В. А. Сулину) с минерализацией до 263 г/л. Воды характеризуются невысокой сульфатностью ( $rSO_4 \cdot 100/rCl = 0,26$ ) и высокой метаморфизацией  $rNa/rCl = 0,72$ ,  $rCa/rMg = 1,6$ . Как и воды нефтяных залежей они значительно насыщены кальцием (16,1 г/л), магнием (6,1 г/л), йодом (40,2 мг/л), бромом (1108,7 мг/л). Высокое содержание йода, брома и бора, по-видимому, связано с обогащением вод сакмарского яруса этими элементами из рифогенных известняков.

Подземные воды мячковского горизонта московского яруса опробованы только в одной скважине. Водовмещающие породы представлены известняками и доломитами с редкими прослоями аргиллита. Известняки глинистые, слабопористые (0,6–11,8 %). Имеются включения гипса и ангидрита. При бурении скважины I Луховской площади на глубине 1316–1332 м наблюдалось выделение газа, однако при испытании интервала был получен слабый приток воды удельного веса 1,18. Рассол имеет хлоридно-натриево-кальциевый состав с минерализацией 262 г/л (см. табл.). Воды обладают невысокой сульфатностью ( $rSO_4 \cdot 100/rCl = 0,2$ ) обогащены йодом (до 26 мг/л), бромом (1199 мг/л), аммонием (530 мг/л) и сильно насыщены газом (до 500 см<sup>3</sup>/л). Водорастворенный газ относится к метаново-азотному типу. Содержание метана в отобранной пробе достигает 51,5 %, азота – 33 % и тяжелых углеводородов – 5,3 %. В пробе также обнаружено высокое содержание водорода (10,2 %), происхождение которого не установлено. По химическому составу подземные воды очень близки к водам яснополянского надгоризонта (см. табл.).

Наиболее детально изучены подземные воды гидрогеохимической зоны гидрогалоге́неза в яснополянских отложениях. Испытаны они в скважинах 8 Луховской и 13, 14, 15, 17, 18 Ольховской площадей. Водовмещающие породы представлены песчаниками и реже алевролитами. Выделяется здесь также как и на других площадях до 3-х проницаемых пластов с пористостью до 14 %. Непроницаемые аргиллитовые прослойки между пластами весьма невыдержаны по площади и поэтому подземные воды яснополянского надгоризонта большинством

исследователей рассматриваются как единый водоносный горизонт. В куполе структуры имеется залежь легкой нефти удельного веса 0,820. Все скважины, давшие воду, расположены, в основном, за контуром нефтеносности. Водообильность скважин на площади изменяется от нескольких до десятков  $\text{м}^3/\text{сутки}$  (дебиты скважин определялись по кривой восстановления уровня). Наибольший приток воды ( $97 \text{ м}^3/\text{сутки}$ ) определен в скважине 13 в интервале понижения от 756 до 702 м. Статический уровень воды установился на глубине 129 м от устья.

Во всех скважинах воды представлены высокоминерализованными рассолами хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации (хлоркальциевые рассолы по В. А. Сулину). Минерализация вод достигает 262 г/л (см. табл.). В отличие от вод яснополянского надгоризонта платформенных структур подземные воды на Косьвинско-Чусовской седловине содержат более высокие концентрации кальция (24 против 20 г/л), йода (до 26 против 10–15 мг/л) и брома (960 против 600–800 мг/л).

Подземные воды более глубоких водоносных горизонтов на Косьвинско-Чусовской седловине не изучены. На Ольховской площади в скважине 26 был прострелян пашийский пласт франского яруса в интервале 2277–2248 м, представленный плотными песчаниками и алевролитами. Несмотря на значительное снижение уровня воды в скважине, притока пластовой жидкости из пласта не получено.

По геофизическим данным проницаемые пласты отмечаются в карбонатных отложениях девонской и каменноугольной систем. Однако, на приток они не испытывались.

Таким образом, исследования подземных вод Косьвинско-Чусовской седловины позволили установить наличие в ее разрезе всех трех гидрогеохимических зон, выделяемых Г. А. Максимовичем для платформ [8, 10]. В зоне гидрогенеза вся территория по химическому составу вод и характеру водовмещающих пород подразделяется на четыре района. Выделение подобных районов поможет правильнее направить исследования и поиски подземных вод для законтурного заводнения при разработке месторождений нефти, а также выбора площадей под водозаборы для технического и питьевого водоснабжения промышленных объектов и населенных пунктов.

**Камский филиал ВНИГНИ,  
Институт карстоведения и спелеологии**

## Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Абрикосов И. Х. Нефтегазоносность Пермской области. Гостоптехиздат, М., 1963.
2. Буданов Н. Д. Гидрогеология Урала. АН СССР, 1964.
3. Бутырина К. Г. К гидрохимии Таборских озер. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3(4). Пермь, 1964.
4. Горбунова К. А. Озера гипсового карста. Гидрогеология и карстоведение, вып. 1. Пермь, 1962.
5. Горбунова К. А. Карстовые озера Пермской области. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2. Пермь, 1964.
6. Горбунова К. А., Пономарева Л. А. Химический состав карстовых озер Пермской области. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3(4). Пермь, 1964.
7. Каменский Г. Н., Толстихина М. М., Толстихин Н. И. Гидрогеология СССР. Госгеолтехиздат, 1959.
8. Максимович Г. А. Основы карстоведения, т. 1. Пермь, 1963.
9. Максимович Г. А. Развитие учения о гидрохимических фациях за двадцать лет (1942–1962). Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2(3). Пермь, 1963.
10. Максимович Г. А. Гидрогеохимические зоны платформ. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3(4). Пермь, 1964.
11. Максимович Г. А., Горбунова К. А. Карст Пермской области. Пермь, 1958.
12. Софроницкий П. А. Косьвинско-Чусовская седловина – первоочередная площадь для поисков нефти и газа в Уфимско-Соликамской впадине. Уч. зап. ПГУ, т. 26. Пермь, 1961.
13. Сулин В. А., Гогитидзе К. Д., Блинков М. И., Варов А. А., Гуляева Л. А. Материалы по геологии, гидрологии и разведочным работам Верхне-Чусовского района Уральской области. ОНТИ, 1933.
14. Чикишев А. Г. Карст Среднего Урала и его народно-хозяйственное значение. Карст и его народно-хозяйственное значение. Изд. Наука, М., 1964.
15. Шестов И. Н., Шурубур А. В. Химический состав вод некоторых карстовых озер Предуралья. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 2(3). Пермь, 1963.
16. Шестов И. Н. Гидрогеохимическое районирование сероводородных вод. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3(4). Пермь, 1964.
17. Шимановский Л. А., Крутов В. М. Гидрогеологические и гидрохимические особенности Верхнекамского соленосного бассейна. Гидрогеология и карстоведение, вып. 2. Пермь, 1964.
18. Щербина В. Д. Некоторые данные о геологическом строении Добрянского разведочного района. Геология нефти и газа № 6, 1963.
19. Ященко Р. В. К гидрохимии озер Соликамского района Пермской области. Химическая география и гидрогеохимия, вып. 3(4). Пермь, 1964.

**И. А. Печеркин**  
**УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БЕРЕГОВ**  
**ВОДОХРАНИЛИЩ РЕКИ КАМЫ**

Формирование берегов водохранилищ – это сложный геологический процесс, протекающий в конкретных физико-географической и геологической обстановках. Роль геологических, геоморфологических, гидрогеологических условий и неотектонических движений в общем процессе формирования берегов для ряда Европейских водохранилищ Союза отмечали Е. Г. Качугин [5, 6], М. П. Самохвалова [18] и др. В настоящей статье рассматриваются условия формирования берегов водохранилищ р. Камы. Под условиями автор понимает изменяющиеся во времени физико-географическую и геологическую обстановки, в которых протекает процесс формирования новых берегов. К ним можно отнести: физико-географическую обстановку, геологическое строение, тектоническое строение и неотектонические движения, геоморфологическую обстановку, историю развития долины реки, гидрогеологические условия, гидрохимический состав поверхностных и подземных вод.

Физико-географическая обстановка. С созданием водохранилища изменяется физико-географическая обстановка, создаются новые ландшафты, резко возрастает площадь водного зеркала. Возникают оптимальные условия для ветроволновой деятельности, следовательно абразия начинает значительно превалировать над эрозией. Эрозионные процессы наиболее ярко проявляются в хвостовых частях водохранилищ, т. е. в нижнем бьефе следующей ГЭС. Течения, которыми обусловлена эрозия, и горизонты, на которых она проявляется, всецело зависят от режима пусков на ГЭС. Работа



гидроэлектростанций обусловлена сезонами года и выработкой необходимой энергии.

Изменение температурного режима воздуха, почв, смещение сроков образования и таяния ледового покрова на водоеме и снегового покрова на побережии оказывают существенное влияние на течение и интенсивность геодинамических процессов (выветривание, эрозия, оползание и др.). Например, если в зоне Верхне-Камского водохранилища на Вишерском плесе и севернее преобладает физическое (морозное) выветривание, то на юге в зоне Нижне-Камского – начинает проявляться в значительной мере и химическое выветривание, а физическое выветривание проявляется, главным образом в виде воздействия положительных температур.

Смещение сроков образования и таяния ледового покрова изменяет длительность воздействия волновой абразии. З. А. Макеев [8] отмечает, что максимальная глубина высыхания, а следовательно и растрескивания глинистой породы, определяется глубиной, на которой приток солнечного тепла, равен нулю, т. е. глубиной залегания слоя с постоянной температурой. Следовательно, климатическая зональность влияет на мощность элювия.

**Геологическое строение.** Кама течет в весьма разнообразных геолого-литологических условиях, но в основном она вырабатывает свою долину в отложениях пермской системы. В литологическом отношении доминирующее значение занимают пермские красноцветы и аллювиальные осадки. Менее распространены гипсы, известняки, доломиты. Наиболее легко поддаются размыву аллювиальные, делювиальные и перигляциальные отложения (пески, суглинки, супеси). Коренные скальные и полускальные породы размыву поддаются довольно трудно. Однако образование водохранилища активизировало внешнюю геодинамику и берега, сложенные этими породами, начали довольно быстро разрушаться под воздействием оползней, эрозии, карста и выветривания. Нужно отметить, что в большинстве случаев ведущая роль принадлежит неволновым процессам.

Состояние пород, слагающих береговой откос в значительной мере определяет размеры, скорость и формы переработки берега. Сильно трещиноватые породы, находящиеся в выветрелом состоянии, образуют мелкие обвалы, осыпи. Особенно характерны такие явления для полускальных пород пермской системы (песчаники, алевролиты, вапны). Рыхлые породы разрушаются также путем осыпей. Тела древних оползней, в которых порода находится уже в нарушенном состоянии, при абразии осложняются целой серией мелких оползней.

Происходит оживление движений и по старым поверхностям смещения. Физико-механические свойства пород определяются петрографическим составом, их текстурными и структурными особенностями, влажностью, скоростью размокания и др.

Все это заставляет отказаться от общепринятого мнения (особенно среди гидрологов), что решающим фактором формирования берегов является ветроволновая деятельность водохранилища. Геологическая ситуация является определяющим условием для формирования новых берегов. Геодинамические процессы обуславливают характер всего явления в целом. Геологическая деятельность водохранилища выражается в виде абразии, транспортировки материала и его аккумуляции. Сюда же можно отнести и всплывание торфяных массивов.

Расчет берегоразрушения по энергии волнения, без учета геодинамических процессов, позволяет говорить лишь об отступлении выровненного берега в рыхлых отложениях. Прогнозирование процесса формирования берегов, как справедливо замечает Г. С. Золотарев [4], понятие более широкое и расчет входит в прогноз как один из способов анализа. Деформации сооружений (здания, опоры, кабели, дороги, водоводы и др.), обусловленные оползанием, суффозией, эрозией, карстом в зоне побережий водохранилищ, могут проявляться на удалении десятков и сотен метров от бровки берегового обрыва.

Тектоническое строение и неотектонические движения. Тектоническое строение прежде всего определяет форму и характер долины реки, ее направление или ориентировку к странам света. Неотектонические движения, обычно характеризующиеся унаследованностью, усугубляют роль тектонического строения. Отмеченное полностью относится к долинам рек Камы, Чусовой, Белой и др. Естественно, что это находит свое отражение и в строении береговой линии водохранилищ.

Отрицательные тектонические структуры способствуют образованию в долине р. Камы своеобразных озеровидных расширений, которые, вероятно, в межледниковые периоды заполнялись водой. Положительные структуры, представленные валами, поднятиями, наоборот были препятствием для реки и она вырабатывала в них сравнительно узкие долины с крутыми бортами. Таким образом, долина р. Камы имеет четковидный характер, такую же форму в плане имеют и водохранилища.

Берега в районе депрессий обычно пологи и сложены ал-

лювиальным комплексом, а в области поднятий – представлены обрывами коренных скальных и полускальных пород. Соответственно литологии происходит и разрушение берегов. Тектоническая нарушенность, сильная трещиноватость ослабляют сопротивляемость породы размыву, способствуют активизации геодинамических процессов. Имеют значение условия залегания горных пород, ориентация падения слоев и простираание береговой линии.

Региональные положительные неотектонические движения в целом для водохранилища, как впрочем для любого озера, могут обуславливать факт длительной односторонней абразии. Такая картина была подмечена в свое время Г. Ю. Верещагиным [2, 3] для Сегозера и Онежского озера. Подобные же наблюдения были проведены на Великих озерах Северной Америки [1]. Применительно к водохранилищам эти взгляды развивает Е. Г. Качугин [5]. Локальные неотектонические движения обуславливают характер формирования берега на коротком отрезке. Так, например, усиленная боковая и глубинная эрозия, карст, оползни, быстрый рост оврагов обычны характерны лишь для зон активно поднимающихся структур. Все это находит свое отражение и подтверждается на примере долины р. Камы и Камских водохранилищ.

**Гео м о р ф о л о г и ч е с к а я о б с т а н о в к а .** Общий характер рельефа в долине любой крупной реки определяется прежде всего распространением и типом террас. Поэтому формирование новых берегов водохранилищ происходит прежде всего в террасовых отложениях или в цоколях террас, представленных коренными породами. Форма водохранилища в плане (для р. Камы) зависит от участков развития поймы, первой и второй надпойменных террас. Наиболее широкие участки акватории водохранилищ наблюдаются в устье р. Камы (до 30 км), в районе устья р. Белой, выше г. Чайковский, в устье рр. Тулвы, Косьвы, Иньвы, Яйвы, Вишеры.

Рельеф поймы и I надпойменной террасы (гряды, прирусловые валы) обычно определяет в средней и верхней частях водохранилища наличие мелководья и островков, которые защищают берег от разрушения волнами. Наличие болот или торфяных массивов обуславливает неясновыраженную береговую линию, всплывание торфяников. Как на всех реках Европейской части Союза, в строении долины р. Камы наблюдается явно выраженная асимметричность. Правый борт ее крутой, левый – пологий. В связи с этим оползневой рельеф, в основном, наблюдается на правобережье, что накладывает своеобразный отпечаток на характер формирования берегов водохранилищ. Абразионные, оползневые, эрозионные процес-

сы и выветривание развиты также на правобережии. Левый берег развивается по аккумулятивному типу, здесь сильно развито подтопление, заболачивание, характерно всплывание торфяников. Таким образом, первичный поперечный профиль надводной и подводной частей берегового склона предопределяет характер будущих геодинамических процессов. Конфигурация берегов в плане предопределяет ветроволновой режим, характер наносодвижущих процессов и скорость берегоразрушения.

Совершенно определенно установлено, что резко выступающие мысы разрушаются в 1,5–2 раза быстрее, чем берег при выровненной линии. Л. Б. Розовский [16] для Каховского водохранилища установил, что при коэффициенте извилистости 2,0 скорость переработки берега, сложенного лессовидными супесями и суглинками, возрастает в 5 раз. Геоморфологическая обстановка в сочетании с геодинамической позволяет учесть многообразные типы береговых форм и проследить унаследованность их развития.

Переработка берегов в значительной мере определяется соотношением положения нормального подпорного горизонта (НПГ) водохранилища с геоморфологическими элементами долины реки [19, 20]. Уровень воды в долине почти горизонтален, а элементы рельефа долины имеют продольный уклон. Террасы, затопленные в приплотинной части водоема (пойма, I и II надпойменные террасы), в средней части водоема образуют мелководные зоны, мешающие развиваться процессам абразии, в верхней (частично в средней) – сами подвергаются разрушению. Распределение положительных и отрицательных форм, уклоны первичного рельефа оказывают существенное влияние на процессы аккумуляции в водохранилище.

История развития долины реки. Изучение форм рельефа на территории будущего водохранилища, восстановление условий возникновения и развития древних береговых форм позволяют более обоснованно подходить к инженерно-геологическому районированию территории водохранилища и понять масштабы геодинамических процессов прошлого и настоящего. Ф. П. Саваренский [17] в связи с проблемой реконструкции Волги еще в 1934 г. писал: «История формирования волжской долины представляет не только глубокий научный интерес, но и большое практическое значение, т. к. дает возможность понять ее строение и на тех участках, которые не подвергались детальным геологическим исследованиям и разведочным работам».

История развития долины р. Камы рисуется как смена трансгрессий и регрессий (особенно в неогене) со стороны Ка-

спийского моря, обусловленных колебательными движениями земной коры. На севере формирование долины происходило под влиянием деятельности ледников и потоков талых вод. Гидрологический режим реки даже на сравнительно короткой истории кайнозоя многократно менялся. Типично речной режим становился режимом проточных озер, а в низовьях современной долины даже режимом мелководного моря. Характерен еще и такой факт из истории, что проточные озера прошлого, обусловленные интенсивным таянием ледникового покрова, имели приблизительно те же размеры (они конечно были немного больше) и ту же форму, что и современные водохранилища. Это положение подтверждается четковидностью долины в плане, наличием чехла флювиогляциальных и перигляциальных отложений, сглаживающих резкие уступы II, III надпойменных террас.

Поскольку менялся гидрологический режим, менялась и интенсивность различных геодинамических процессов. Эрозия уступала место абразии и наоборот. Колебательные движения земной коры обуславливали определенные циклы карстовых процессов, колебание уровня воды в водоеме способствовало интенсификации или затуханию различных явлений.

Сейчас человек искусственно воссоздал почти прежнюю гидрологическую обстановку в долине р. Камы. Поэтому небезынтересно проследить историю формирования долины в прошлое геологическое время, изучить характер и интенсивность геодинамических процессов. Большой интерес представляет история формирования не только долины в целом, но и отдельных типов береговых склонов. Палеогеографический анализ позволяет проследить характер постепенной смены процессов. Так, например, эрозионные склоны правобережья реки, в период морских ингрессий и эпох озер межледниковий, становились приглубыми абразионными берегами. Сокращение акватории и уменьшение водности рек-озер в сочетании с неотектоникой способствовало усилению эрозионной деятельности на новых участках и блужданию рек в своем аллювии.

В прошлом для формирования долины р. Камы, выработки отдельных форм ее рельефа (уступы террас и их площадки) требовались десятки и сотни тысяч лет. Для формирования поймы, например, потребовалось 3–4 тысячи лет. В настоящее время скорость всех геодинамических процессов возросла в десятки раз, поскольку образование водохранилища происходит практически мгновенно. Это вызвало в свою очередь изменение течения и интенсивности некоторых процессов. Теоретически водохранилища должны были бы сократить овражную эрозию, поскольку повысился базис эрозии. В та-

ком направлении давались рекомендации при проектировании процесса берегоразрушения на Воткинском водохранилище. В действительности натурные наблюдения показали, что скорость овражной эрозии возросла, минимум, в три-четыре раза.

**Гидрогеологические условия.** Гидрогеологическая ситуация и режим подземных вод играют очень большое значение при процессах формирования новых берегов. Так, развитие в береговых обрывах реки и водохранилища многочисленных водоносных горизонтов, выходящих выше и ниже уреза воды (НПГ), способствует разрушению берегового склона. Увеличивается вес породы, понижается прочность, образуются ступенчатые оползни и оплывины. Выходы напорных вод в виде восходящих источников в зоне прибрежных отмелей способствуют разрыхлению породы и легкому смыву ее волнами. Осенняя и зимняя сработка уровня водохранилища, достигающая для камских условий соответственно 2–8 м, а затем сравнительно быстрое весеннее наполнение, вызывают смену и резкое изменение гидростатического давления воды на грунт. Увеличивается наклон зеркала подземных вод и возрастает скорость движения, происходит суффозионный вынос грунта, образование оползней.

Как отмечает Е. Г. Качугин [5, 6], при больших сработках водохранилища подземные воды, разгрузившиеся раньше под урезом, оказываются на некоторой высоте и воздействуют на береговой склон силой эрозии, размывая нижележащие отмели и откосы. Овражная эрозия склонов и прибрежных отмелей в период сработки уровня и активного снеготаяния дополняется нерусловым поверхностным стоком. Концентрированные выходы подземных вод у уреза водохранилища способствуют образованию незамерзающих участков и сохранению непромерзающих грунтов. Здесь даже зимой можно видеть оплывины глины и мелкие обвалы грунта.

Очень большую роль играют подземные воды при процессах выщелачивания. Оно в значительной мере увеличивается в связи с поступлением в массив пресных агрессивных вод. Выщелачивание легко растворимых солей кальция из суглинков и глин нарушает их структуру, способствует оплыванию породы и разрушению берега даже при полном отсутствии волнения. В зарубежной практике известны случаи, когда за счет выщелачивания легко растворимых солей из глинистых пород возникали довольно крупные оползни.

Еще более интенсивно процесс протекает при наличии легко растворимых горных пород: каменная и калийная соли, сульфаты (гипс, ангидрит), карбонаты (известняки, доломиты). Поступление пресных поверхностных вод по трещиноватости

в массивы растворимых пород вызывает активизацию карстовых процессов. Этот вопрос довольно детально освещен в работах автора [9, 10, 11, 12]. Здесь можно лишь отметить, что в бортах долины образуются ниши, пещеры, различные полости. Происходит отседание и обрушение блоков породы в береговых склонах. Нужно заметить, что этот процесс, видимо, протекает и в некарстующихся породах. Растворение горных пород внутри массива, их вынос приводит к тому, что создаются условия, нарушающие устойчивость горных пород на территории побережий. На таких участках изменяется инженерно-геологическая обстановка, затрудняется промышленное и гражданское строительство. Зачастую возникают суффозионные просадки грунтов или карстовые провалы, которые широко развиты на берегах камских водохранилищ в районе гидротехнических сооружений, например, на территории Камского водохранилища в районе Полазны и на побережье Чусовского и Сылвинского заливов. Есть основания предполагать, что активизация карстовых процессов произойдет и в зонах Нижне-Камского и Верхне-Камского водохранилищ. Растворимые породы в виде каменной и калийной солей на сравнительно небольшой глубине будут находиться в основании плотины Верхне-Камской ГЭС. Хорошо растворимые прослойки гипса и ангидрита находятся в основании плотины Камской ГЭС. А. М. Кузнецовым было подсчитано, что при однократном обмене воды на участке Левшино – Курья (нижний бьеф Камской ГЭС) камская вода способна вынести до 70 000 т сульфата кальция.

Следовательно, изменение гидрогеологической обстановки оказывает большое влияние на устойчивость склонов, на характер и конечный размер величины переработки. Изменения прежде всего заключаются: 1) в подпоре подземных вод; 2) в дополнительном увлажнении ранее «сухих» толщ пород; 3) в уменьшении градиентов падения уровня подземных вод и снижении действительной скорости движения; 4) в периодическом изменении градиентов падения и образовании обратных уклонов падения уровня подземных вод (в сторону водораздела). Обычно это явление временное, но в некоторых случаях уже после 9 лет эксплуатации на Камском водохранилище наблюдается устойчивая картина.

Условия питания, скорость циркуляции и разгрузка подземных вод обуславливают выветривание горных пород. Чем интенсивнее водообмен, тем быстрее при прочих равных условиях порода выветривается. Скальные и полускальные растворимые осадочные породы хорошо фильтрующие воду разрушаются на большую глубину и быстрее, поскольку в них

легче проникают атмосферные осадки. Мощность разрушенной зоны, в которой активно протекают процессы выветривания, часто определяется глубиной залегания уровня грунтовых вод или зоной вертикальной инфильтрации. Все это говорит о том, что подземные воды являются активным агентом эпигенетических процессов. Роль их определяется не только щелочно-кислотными свойствами, но и общим химическим составом.

Распространение подпора подземных вод в сторону водораздельных пространств часто сопровождается сопутствующими явлениями в виде подтопления и заболачивания. Эти явления в зоне камских водохранилищ особенно широко развиты на левобережии, в устьевых частях крупных рек-притоков, т. е. на участках широкого распространения низких террас р. Камы (пойма, I и II надпойменные террасы). Подтопление и заболачивание резко ухудшают инженерно-геологические свойства пород и затрудняют использование таких территорий в народном хозяйстве. Особенно от этого страдают колхозы и совхозы, которые теряют на подобных территориях пахотные угодия и луговые пастбища.

С другой стороны зона подтопления или распространения подпора всегда может рассматриваться как участок перспективного расположения водоснабженческих скважин. Целая сеть таких скважин уже пробурена на побережье Воткинского и Камского водохранилищ и дала хорошие результаты. Величина распространения подпора обуславливается фильтрационными свойствами пород и зависит от общей гидрогеологической ситуации. Наиболее благоприятные условия создаются в области распространения аллювиальных-террасовых отложений р. Камы и ее наиболее крупных притоков.

Химический состав поверхностных и подземных вод. Нужно отметить, что химический состав воды геологами совершенно не учитывается при рассмотрении процессов переработки берегов водохранилищ. Тем не менее гидрохимическая обстановка существенно, а порою даже решающе, влияет на процесс формирования берегов водохранилищ. Именно химический состав поверхностных и подземных вод обуславливает интенсивность выщелачивания легко растворимых компонентов из глин и суглинков, способствует процессам расцементации песчаников в зоне сезонного колебания уровня подземных вод и на контакте с поверхностными. Кристаллизация солей, приносимых подземными водами, в порах пород способствует их разрушению.

Химический состав поверхностных и подземных вод играет ведущую роль при формировании закарстованных берегов.



Им определяется агрессивность воды по отношению к породе. Агрессивные воды разрушают не только естественные склоны, сложенные практически не размываемыми (но растворяющимися) породами, но основательно разрушают бетонные гидротехнические и берегозащитные сооружения.

В зоне камских водохранилищ химический состав поверхностных вод не остается стабильным, а изменяется по сезонам года, в связи с проточностью и течениями. Кроме этого, наблюдается постоянный закономерный рост содержания некоторых компонентов. Другими словами состав весьма изменчив во времени и пространстве. Зачастую он обусловлен исключительно сбросом промышленных сточных вод. Более подробно вопрос освещен в наших работах [13, 14, 15].

С другой стороны процесс берегоразрушения оказывает существенное влияние на формирование гидрохимического состава водоема, особенно в прибрежной зоне. У гипсовых берегов появляются сульфатные гидрохимические фации. Они обусловлены поступлением минерализованных подземных вод (3–4 г/л), а также растворением десятков тысяч тонн гипса и ангидрита, которые обрушены в водоем вблизи берега.

#### **Институт карстоведения и спелеологии**

#### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М. 1962.
2. Верещагин Г. Ю. Положительные и отрицательные движения береговой линии на оз. Сегозеро. Гос. гидрологический институт. Тр. Олонецкой экспедиции. ч. III, в. 1, 1926.
3. Верещагин Г. Ю. К вопросу о неравномерности поднятия берегов Онежского озера. Гос. гидрологический институт. Тр. Олонецкой экспедиции. ч. III, в. 2, 1931.
4. Золотарев Г. С. Значение геологических факторов в формировании берегов водохранилищ. Тр. 7 Байкальского научного координационного совещания по изучению берегов водохранилищ. Т. I, М. 1961.
5. Качугин Е. Г. К вопросу о геологических и зональных особенностях процесса переработки берегов водохранилищ Европейской части СССР. Тр. 7 Байкальского научного координационного совещания по изучению берегов водохранилищ. Т. I, М. 1961.
6. Качугин Е. Г. Некоторые основные вопросы теории и методические задачи наблюдений процесса разрушения берегов водохранилищ. Тр. совещания по гидрогеологии и инженерной геологии района днепровских водохранилищ. Днепропетровск, 1962.
7. Качугин Е. Г. Вопросы теории процесса переработки берегов водохранилищ. Автореферат диссертации, представленной на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. М. 1963.
8. Макеев З. А. Инженерно-геологическая характеристика майкопских глин. Изд. АН СССР, М. 1963.

9. Печеркин И. А. О гидродинамических зонах карстовых вод в условиях подпора русловыми водохранилищами. Уч. зап. Пермского университета. Докл. геол. факультета. Т. XV, в. 1, 1960.
10. Печеркин И. А. Карст на берегах Камского водохранилища. Изв. АН СССР, сер. географ. 3, 1961.
11. Печеркин И. А. Формирование берегов Камского водохранилища в растворимых породах. Тр. 7 Байкальского научного координационного совещания по изучению берегов водохранилищ. Т. 1, М. 1961.
12. Печеркин И. А. О геодинамических процессах на берегах камских водохранилищ. Гидрогеология и карстование. В. 2, Пермь, 1964.
13. Печеркин И. А. Изменение гидрохимического состава р. Камы в связи с образованием водохранилищ. География Пермской области. В. 2, Пермь, 1964.
14. Печеркин И. А. и Матарзин Ю. М. Химическая география вод Камского водохранилища. Докл. Всеуральского совещания по вопросам географии и охраны природы Урала. Пермь, 1959.
15. Печеркин И. А. и Матарзин Ю. М. Химическая география р. Камы на участке Пермь – Сайгатка (Воткинское водохранилище). Химическая география. В. 1, Пермь, 1961.
16. Розовский Л. Б. К вопросу о переработке берегов водохранилищ. Тр. Одесского университета. Сб. геолого-географического факультета. Т. 2, 1954.
17. Саваренский Ф. П. Проблемы геологии в проектах реконструкции Волги. Проблемы Советской геологии. № 10, т. 4, 1934.
18. Самохвалова М. П. К вопросу прогноза переработки берегов Волгоградского водохранилища на участках хвалынской террасы. Тр. Лаборатории гидрогеологических проблем АН СССР, т. XXXV, 1962.
19. Харитонов Б. Д. К методике классификации берегов водохранилищ по условиям переработки. Географический сборник № 10, Изд. АН СССР, 1958.
20. Харитонов Б. Д. Районирование берегов Куйбышевского водохранилища по условиям переработки и задачи натурных наблюдений. Мат. 1 научно-технического совещания по изучению Куйбышевского водохранилища. В. 4, геология, геоморфология и гидрогеология. Куйбышев, 1963.

**И. А. Печеркин**  
**О ПРИЧИНАХ АКТИВИЗАЦИИ ОВРАЖНОЙ ЭРОЗИИ НА**  
**ПОБЕРЕЖЬЯХ ВОДОХРАНИЛИЩ**

Образование водохранилищ почти полностью прекращает эрозионную деятельность реки. Боковая эрозия и в меньшей мере глубинная периодически имеют место лишь в верховьях водохранилища. Это достаточно хорошо показано на схеме районирования водохранилища С. Л. Вендрова [2]. На смену эрозионным процессам приходит абразия. Однако ослабление эрозионной деятельности реки не сокращает интенсивности эрозионных процессов вообще.

Некоторые геологи, исследующие водохранилища и особенно проектанты [3, 15], исходя из теоретических предпосылок о связи изменения положения базиса эрозии с интенсивностью роста оврагов, считают, что овражная эрозия с наполнением водохранилищ и соответствующим повышением базиса эрозии будет постепенно затухать. Такие взгляды высказывались применительно к условиям Куйбышевского, Каховского, Воткинского и многих других водохранилищ. Детальные режимные наблюдения, поставленные автором на опытных участках, расположенных на побережьях камских водохранилищ, и рекогносцировочные осмотры побережий других водохранилищ (Куйбышевское, Каховское) показывают, что подобные теоретические высказывания лишены достаточного основания.

Проведенные исследования подтвердили наши предположения о том, что скорость овражной эрозии после образования водохранилищ сильно возросла. Сведения о изменении размеров некоторых оврагов в лессовидных суглинках приведены в табл. 1.

Т а б л и ц а 1

**Изменение площади поперечного сечения и объема оврагов у с. Бабка**

| №№<br>створа | О в р а г 1             |         |                       |         | О в р а г 2             |         |                       |         |
|--------------|-------------------------|---------|-----------------------|---------|-------------------------|---------|-----------------------|---------|
|              | площадь, м <sup>2</sup> |         | объем, м <sup>3</sup> |         | площадь, м <sup>2</sup> |         | объем, м <sup>3</sup> |         |
|              | 1963 г.                 | 1964 г. | 1963 г.               | 1964 г. | 1963 г.                 | 1964 г. | 1963 г.               | 1964 г. |
| 2            | 405                     | 498     |                       |         | 337                     | 426     |                       |         |
| 3            | 165                     | 338     | 14 300                | 20 960  | 231                     | 286     | 12 980                | 16 150  |
| 4            | 50                      | 130     |                       |         | 70                      | 83      |                       |         |

В с. Бабка, расположенном на побережье Воткинского водохранилища, были поставлены более детальные наблюдения и это позволило показать изменение площади поперечного сечения и объема оврагов (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

**Изменение размеров оврагов на берегах камских водохранилищ**

| № оврагов | Местоположение | 1962                            |       | 1963                            |       | 1964                            |       |
|-----------|----------------|---------------------------------|-------|---------------------------------|-------|---------------------------------|-------|
|           |                | площадь в плане, м <sup>2</sup> | длина | площадь в плане, м <sup>2</sup> | длина | площадь в плане, м <sup>2</sup> | длина |
| 1         | с. Слудка      | 33,1                            | 7,0   | 176,0                           | 15,0  | 505,5                           | 34,5  |
| 1         | с. Конец гор   | 164,0                           | 27,0  | 227,0                           | 36,0  | —                               | —     |
| 1         | с. Бабка       | —                               | —     | 3314,0                          | 140,0 | 5700,0                          | 178,0 |
| 2         | с. Бабка       | —                               | —     | 2407,0                          | 102,0 | 5330,0                          | 130,0 |

Анализ приведенных таблиц 1 и 2 показывает, что линейная скорость роста оврагов достигает 38 м в сезон, а объемная – 109–175 м<sup>3</sup> на 1 погонный метр длины прироста оврага.

Скорость роста оврагов на побережьях водохранилищ зависит от ряда природных условий и факторов. Природные условия определяются: 1. Геолого-тектонической обстановкой. Здесь играют роль первичный наклон напластования пород, распределение, характер и скорость современных движений на положительных структурах, литологический состав, мощность и прочность размываемых и растворяемых пород. 2. Гидрогеологической ситуацией, которая определяется водопроницаемостью, характером обводнения и высотой капиллярного поднятия в горных породах. Играет роль глубина залегания первого от поверхности и количество водоносных горизонтов, обнажающихся над местным базисом эрозии. 3. Геоморфологи-

ческим обликом территории. В первую очередь здесь нужно обращать внимание на микрорельеф склонов и приводораздельных пространств, на характер гипсометрии местности, высоту эродируемого склона над базисом эрозии.

К числу факторов можно отнести: 1. Климат, обуславливающий характер и продолжительность снеготаяния, глубину промерзания грунтов, интенсивность и продолжительность снеготаяния, выпадение осадков в виде дождя, распределение осадков по сезонам года в твердой и жидкой фазах. 2. Биологические факторы, проявляющиеся в наличии древесной, кустарниковой и травянистой растительности, в задернованности склонов. Жизнедеятельность землероющих животных, наоборот, способствует разрушению дернового покрова и образованию водороев. 3. Хозяйственная деятельность человека. Это искусственный фактор, чрезвычайно влияющий, а иногда и определяющий весь ход овражной эрозии.

Сочетание условий и факторов в конечном итоге обуславливает течение комплекса процессов, вызывающих рост оврагов. Наиболее полно они освещены Е. В. Трепечевым [14] применительно к оврагам Приобья. Точно так же они протекают и в других местах, лишь несколько меняя свою интенсивность. К ним относятся: 1) плоский смыв грунта по оголенным бортам; 2) линейный размыв оврагов тальми водами; 3) линейный размыв вершин оврагов тальми водами и развитие их вершин за счет суффозии; 4) осыпи бортов оврагов от подмыва их основания временными потоками; 5) солифлюкция и снежная эрозия; 6) разрывы и оплывы почвенно-растительного покрова по крутым бортам оврагов при оттаивании; 7) осыпи бортов оврагов, вызванные изменением температуры воздуха и влажности грунта; 8) обвалы бортов вследствие суффозии; 9) оплывы грунтов у мест выхода подземных вод; 10) оползни бортов; 11) разрывы сплошности грунта бортов оврагов при промерзании и аккумуляции снега; 12) выдувание грунта с обнаженных бортов (дефляция).

Поскольку роль условий, естественных факторов и геодинамических процессов в специальной литературе по оврагам [1, 4, 6, 8, 12, 13] освещена довольно хорошо, ограничимся лишь их перечислением и основное внимание уделим характеристике роли деятельности человека.

Многочисленные исследователи овражной эрозии (В. В. Докучаев, С. С. Соболев, Н. И. Сус и др.), изучая овражную деятельность в центральной части Европейской территории Союза, сходятся в одном, что при прочих равных условиях основной причиной активизации овражной эрозии является усиленная распашка склонов при сельскохозяйственных работах. Даже уничтожение многочисленных межей при коллективизации,

концентрировавших поверхностный сток, снизило активность процесса. Нужно отметить, что интенсивному росту оврагов способствует также промышленное и гражданское строительство в городах и поселках.

Особенно большое влияние на активизацию эрозионных процессов оказало гидротехническое строительство, следствием которого явилось образование крупных озеровидных бассейнов-водохранилищ.

Ущерб народному хозяйству, наносимый овражной эрозией на побережьях, выражается: 1) в ежегодном уничтожении больших площадей пахотных угодий; 2) подработке оврагами отдельных строений и зданий, находящихся за пределами проектируемой полосы берегоразрушения; 3) активизации самого процесса переработки берегов за счет абразии.

Все вышеизложенное заставило рассмотреть причины активизации эрозии на побережьях, поскольку этот вопрос в литературе оказался совершенно не освещенным. Некоторые высказывания по этому вопросу имеются лишь в статьях Л. Б. Розовского [11] и автора [10]. До создания водохранилищ овражная эрозия на берегах р. Камы постепенно затухала, поскольку овраги, в основном, выработали профили «равновесия» своих тальвегов. Повышенная эрозионная активность отмечалась лишь в области развития положительных структур, совершающих восходящие движения. Однако даже и в таких условиях линейная скорость роста оврагов в рыхлых отложениях не превышала 4–5 м/год.

В речных условиях наиболее активной силой, перемещающей бровку берега в сторону водораздела, была эрозия. Образование водохранилища обуславливает прекращение эрозии и появление абразии. Скорость абразионного разрушения берегов, сложенных рыхлыми породами, в первые годы существования водоема достигает десятков метров в навигационный сезон.

Активизация эрозионных процессов, как справедливо отмечают Н. П. Чеботарев [16], Д. Л. Арманд [1] и другие, может происходить либо за счет увеличения массы стекающей воды (т. е. увеличения расхода водотока), либо путем увеличения скорости движения прежней массы воды. В последнем случае возрастает кинетическая энергия потока, а следовательно и его размывающая сила. Именно эта причина и вызывает усиленный рост оврагов на побережье водохранилищ.

Быстрое смещение берегового уступа в сторону водораздела обуславливает наличие висячих тальвегов у ранее имевшихся на побережье оврагов. Высота тальвега над урезом воды может быть от 20–30 см до 8–10 м и более. Уже само поло-

жение тальвега над урезом способствует резкому возрастанию скорости движения воды, и как следствие, активизации глубинной эрозии и увеличению угла падения тальвега (рис. 1, II). Как показывают многочисленные наблюдения и литературный материал, после перехода оврага в балку угол падения тальвега для рыхлых горных пород, в средней и нижней части балки обычно не превышает  $1,5-2^\circ$ . Активная глубинная эрозия сразу же увеличивает угол падения тальвега и в совсем свежих эрозионных формах он возрастает даже до  $30^\circ$ .

Описанное явление вызывает регрессивную или пятящуюся эрозию. В дне самого оврага образуется рытвина, которая быстро разрастается в размерах и, подрабатывая вершину оврага, способствует образованию здесь вертикальной стенки (рис. 1, II а). После этого овраг стремится к выработке профиля «равновесия» тальвега. Поскольку для данного водосбора он представляет собой кривую совершенно определенной формы и углов падения, а нижняя часть оврага уже разрушена и затоплена, то происходит выработка нового профиля «равновесия». Для этого всему оврагу приходится сдвигаться в сторону водораздела. Конечно, новый профиль «равновесия» не повторит старый, но в значительной мере будет подобен ему.

Нужно отметить, что даже если не будет наблюдаться резко выраженного висячего тальвега, а зеркало воды довольно плавно сопрягается с ним, эрозионная деятельность воды все равно активизируется. Это можно объяснить, видимо, нарушением профиля «равновесия». Нижняя и средняя части оврага затоплены, а существование крутопадающего верхнего отрезка тальвега является совершенно не приемлемым для конкретной обстановки водосбора и овраг начинает расти в сторону водораздела, выравнивая свой тальвег в отношении углов падения. Рост оврагов продолжается до тех пор, пока не будет ликвидирован этот диссонанс.

Нужно полагать, что активность эрозионных процессов сохраняется довольно длительное время, поскольку она тесно связана с берегоразрушением. В дальнейшем эрозия конечно уменьшит свою интенсивность, но в ближайшие 10–15 лет после наполнения водохранилища (возможно и больше) скорость роста оврагов будет достаточно велика. Она обуславливается интенсивностью эрозионных процессов. Смещение берегового уступа в сторону водораздела будет все время мешать оврагу выработать свой профиль «равновесия». С другой стороны уничтожение значительной площади побе-

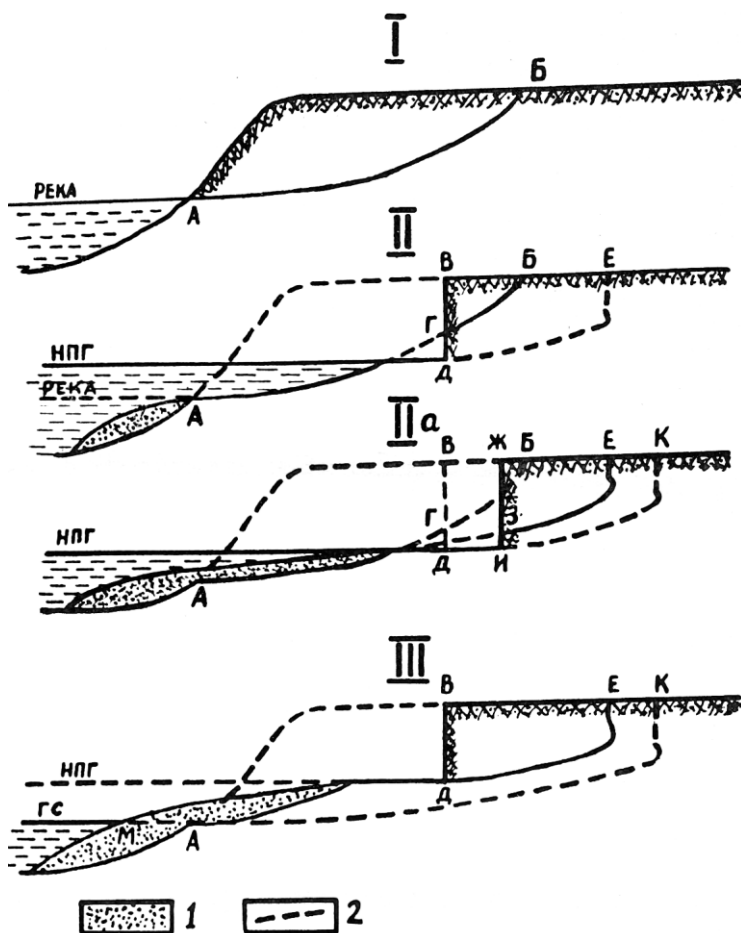


Рис. 1. Принципиальная схема развития оврага на побережье водохранилища:

- I.* Стабилизировавшийся овраг с выработанным «профилем равновесия», находящийся на берегу реки. *II.* Развитие оврага при наполнении водохранилища. Абразионный срыв прибрежной полосы и образование висячего тальвега. *IIa.* Следующий цикл абразии и новая подрезка тальвега. *III.* Врезание оврага в прибрежную отмель и активизация глубинной эрозии при сработке уровня в водохранилище. 1 – осадки, аккумулярованные на прибрежной отмели и в шлейфе, 2 – контуры бывшего или будущего положения берегового уступа, тальвега и уровня воды в водохранилище или реке. НПГ – нормальный подпорный горизонт. ГС – горизонт сработки (буквы показывают положение отдельных точек при разрушении берега).



режья уменьшает водосборную территорию, что должно вызывать некоторое снижение эрозионной деятельности.

Опыт многолетних исследований показывает, что универсального рецепта и подхода к решению проблемы растущих оврагов нет. Можно согласиться с мнением А. С. Козьменко [6] и В. П. Лидова [8], что, решая вопросы борьбы с овражной эрозией, нужно уничтожать причину, вызывающую рост оврагов, а не бороться со следствием. Поэтому и процессы активизации овражной эрозии на водохранилищах нужно рассматривать применительно к конкретным условиям. Одного или двух факторов часто бывает недостаточно, чтобы процесс активизировался.

По берегам камских водохранилищ наблюдается достаточно большое количество подвешенных (подрезанных абразией) оврагов, переходящих в балки, и балок. Однако никакой активизации эрозии в них не наблюдается. Это, видимо, объясняется тем, что при наполнении водохранилищ большая часть оврага была затоплена и последующая активная абразия уничтожила почти всю территорию, на которой развивался овраг. Небольшой лог, оставшийся в подвешенном состоянии (протяжение его, обычно, не превышает 30–50 м), имеет очень малую площадь водосбора для того, чтобы эрозионная сила воды могла разрушить образовавшийся ранее дерновый покров.

Наиболее интенсивный рост оврагов и активизация эрозионных процессов в прибрежной зоне водохранилищ протекает там, где ранее были деятельные овраги. Для условий побережья р. Камы (при прочих равных условиях) деятельность оврагов прежде всего определяется интенсивностью неотектонических движений и глубиной вреза р. Камы по отношению к водоразделам. Поэтому на участках активно растущих положительных тектонических структур при прогнозировании процессов берегоразрушения, необходимо предусматривать и активизацию овражной эрозии. Конечно, наиболее быстрый рост оврагов происходит в рыхлых перигляциальных суглинках, несколько затруднен он в коренных отложениях.

Процессы берегоразрушения активизируют рост не только уже имеющихся эрозионных форм, но и способствуют образованию новых. Наиболее ярко это отмечается в лессовидных породах, обладающих характерной столбчатой отдельностью [9]. Подрезка абразией склона у основания вызывает образование вертикальных обрывов. Снятие сил объемного напряжения (сжатия), процессы периодического увлажнения и высыхания, замерзания и оттаивания вызывают обособление столбов не только непосредственно в обрыве, но и на некото-

ром удалении от его бровки. На поверхности земли это проявляется прежде всего в разрыве дернового покрова и образовании раскрытых полигональных трещин, а порою даже и линейных трещин. Ориентировка их самая разнообразная, а а глубина достигает 0,5 м и более. Чем ближе к обрыву, тем они глубже. Подобные трещины являются прекрасными коллекторами для сбора снеговых и дождевых вод. Они в последующем предопределяют направление и положение оврага. Наконец, сам факт уничтожения дернового покрова на склоне, в связи с процессом берегоразрушения, всегда приводит к образованию эрозионных борозд, водороин, впоследствии перерастающих в деятельные овраги.

Овражная эрозия разрушает не только надводный береговой склон и прилегающую территорию, но и подводную прибрежную отмель (рис. 1, III). Последнее происходит ранней весной, в меньшей мере поздней осенью, когда в результате сработки уровень в водохранилище колеблется в пределах 2–8 м и прибрежная отмель при этом полностью обнажается. Понижение базиса эрозии вызывает интенсивную глубинную эрозию. Как показывают наблюдения автора и исследования В. А. Дуглава [5], рост оврагов в Прикамье происходит, в основном, в весенний период – вторая половина апреля, май. Прирост оврагов в летне-осеннее время, обычно, не превышает 10–12 % от весеннего прироста.

Талые воды, устремляясь на обнажившуюся прибрежную отмель, вырабатывают в ней овраги протяженностью в десятки метров и глубиной до 4–6 м и выносят с отмели тысячи куб. м грунта. При восстановлении уровня водохранилища до НПГ эти отрицательные формы рельефа на отмели в течение 10–15 дней полностью ликвидируются за счет мощного вдоль берегового потока наносов, источником питания которого являются продукты абразии. Если лед, покрывающий прибрежную отмель, еще не растаял, то продукты эрозионной деятельности аккумулируются на льду в виде конусов выноса объемом в десятки и сотни м куб.

Несмотря на длительное время, в течение которого изучаются овраги, исследователи не пришли еще к единому мнению, какими параметрами выражать рост оврагов и интенсификацию этого процесса. Коэффициент изрезанности территории, определяющийся как отношение общей протяженности овражной сети в км к обследованной площади в км<sup>2</sup>, не дает представления о росте и деятельности оврагов. В большинстве случаев скорость роста оврагов измеряется линейными единицами (м/год.) и очень редко она выражается в объемных единицах на погонный метр оврага [7]. При прогнозировании

процесса берегоразрушения большой интерес представляет коэффициент, показывающий какая доля площади на побережье приходится на овраги.

Поскольку овраги расчлняют и ослабляют берег, то эрозию необходимо учитывать в общем комплексе процессов, формирующих берега водохранилищ. Прежде всего необходимо прогнозировать рост самого оврага. Он зависит от размеров водосбора, количества выпадающих осадков, характера их распределения и скорости стекающей воды. Безусловно играет роль размываемость пород.

#### **Институт карстоведения и спелеологии**

### **ЛИТЕРАТУРА**

1. Арманд Д. Л. Естественный эрозионный процесс. Изв. АН СССР, сер. географ., 6, 1955.
2. Вендров С. Л. О динамике береговой зоны Цимлянского водохранилища. Изв. АН СССР, сер. географ., 5, 1955.
3. Граве М. К., Шагирова И. М. Геоморфология территории Куйбышевского водохранилища и предполагаемые типы его берегов. Тр. ин-та географ. АН СССР, 79, 1960.
4. Докучаев В. В. Овраги и их значение. Соч., т. 1, АН СССР, 1949.
5. Дуглав В. А. Некоторые особенности геоморфологии долины Нижней Камы в пределах водохранилища Волжской ГЭС им. В. И. Ленина. В сб. Вопросы геоморфологии Ср. Поволжья и Ср. Урала, Изд. Казанского ун-та, 1960.
6. Козьменко А. С. Работы Новосильской опытно-овражной станции по изучению приемов борьбы с эрозией. В кн. Эрозия почв. Изд. АН СССР, М. – Л., 1937.
7. Кюнтцель В. В. Закономерности развития и природа оползней, связанных с юрскими отложениями бассейна р. Москвы. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. М., 1965.
8. Лидов В. П., Николаевская Е. М. Учет интенсивности овражной эрозии при проектировании приовражных лесонасаждений. Вопросы географии. Сб. 24, 1951.
9. Максимович Г. А. Происхождение аккумулятивного комплекса речных террас. Докл. АН СССР, т. XXX, 6, 1941.
10. Печеркин И. А. О геодинамических процессах на берегах камских водохранилищ. Уч. зап. Пермского университета. 119, Гидрогеология и карстоведение, вып. 2, 1964.
11. Розовский Л. Б. Результаты и перспективы изучения инженерно-геологических процессов на водохранилищах Украины. Тр. I Украинского гидрогеологического совещания, т. II, Киев, 1961.
12. Соболев С. С. Развитие эрозионных процессов на территории Европейской части СССР и борьба с ними. Изд. АН СССР, т. 1, 1948.
13. Сус Н. И. Эрозия почв и борьба с ней. Сельхозгиз. М. 1949.

14. Трепетцов Е. В. Развитие оврагов Приобья. Изв. АН СССР» сер. Почвоведение, 5, 1958.
15. Циганков А. В. Причины линейной эрозии и ее количественная характеристика в Нижнем Поволжье. Уч. зап. Волгоградского ун-та в. 10, 1959.
16. Чеботарев Н. П. Закономерности эрозионных явлений в зависимости от формы продольного профиля. Тр. юбилейной сессии, посвященной 100-летию со дня рождения В. В. Докучаева. Изд. АН СССР, 1949.

Г. А. Максимович

## ДОРОЖНЫЕ ПУЧИНЫ, КЛАСТОКАРСТОВЫЕ ЯВЛЕНИЯ И СУФФОЗИОННЫЕ ПРОВАЛЫ В ГОРОДЕ ПЕРМИ

В г. Перми развиты дорожные пучины и в меньшей степени суффозионные провалы и кластокарстовые явления.

Дорожные пучины возникают чаще всего там, где грунтовые воды низких террас Камы и ее притоков, а на высоких террасах – верховодка находятся неглубоко. В таких условиях весной и осенью, когда температура почвы колеблется около нуля градусов, на отдельных участках под тротуарами и мостовыми под влиянием действия мороза на воду, содержащуюся в породе под каменной одеждой, происходит поднятие. Это обусловлено переходом воды в лед с увеличением объема. Иногда причиной пучин бывают и породы, обладающие свойством увеличиваться в объеме при проникновении воды, которая в них случайно попадает.

Вредное действие пучин выражается в том, что на отдельных участках образуются более или менее значительные вздутия или горбы, нарушающие профиль дороги и расстраивающие дорожное покрытие.

Пучины разделяют на верховые и коренные. К верховым относятся пучины с высотой поднятия от 2 до 3 см, развивающиеся в верхней части полотна, за счет имеющейся там воды, без последующего ее притока. Коренные пучины с высотой поднятия от 4 до 54 см, или в среднем 13–15 см, возникают в более глубоких участках и характеризуются последующим притоком грунтовых вод или верховодки.

Обычно пучины развиваются под действием мороза на воду, содержащуюся в водопроницаемых породах, подстилаемых водоупорными, если вода не имеет стока. При этом водопроницаемыми являются хрящеватые водоносные породы или строительный мусор-щебень, суглинки, торф и особенно пльвуны. Водоупором чаще всего служат глины.

Вода, вызывающая пучения, может быть атмосферной, попадающей сверху, из верховодки или грунтовой. Иногда она может вытекать из трещиноватых пород. Роль грунтовых вод в образовании дорожных пучин рассмотрел Ф. А. Макаренко (1).

Наблюдения над дорожными пучинами были произведены в марте – апреле 1956 г. В Дзержинском, Ленинском и Свердловском районах г. Перми было обнаружено 130 пучин, большая часть из которых приурочена к тротуарам. Геоморфологически это долина р. Данилихи (1 и 2 террасы), долина р. Пермьки, 3 и 4 камские террасы.

Над некоторыми пучинами были произведены наблюдения. Наибольшие из пучин были тротуарные по ул. 25 Октября между улицами Большевицской и Луначарского (наблюдатели Г. Д. Васильева и И. М. Шнейдер).

| Пучина 1 (размеры в см) |            |                  |
|-------------------------|------------|------------------|
| Высота                  | Поперечник | Дата             |
| 15                      | 130        | 22 марта 1956 г. |
| 17                      | 135        | 30 марта »       |
| 20                      | 145        | 8 апреля »       |
| 23                      | 150        | 15 апреля »      |
| Пучина 2                |            |                  |
| 8                       | 38         | 22 марта 1956 г. |
| 11                      | 41         | 30 марта »       |
| 12                      | 49         | 8 апреля »       |
| 12                      | 52         | 15 апреля »      |

Это коренные пучины. Для первой указана наибольшая длина. Покрытие здесь растрескалось и образовалась одна продольная и более десятка поперечных трещин. Обусловлена она верховодкой на камской террасе.

Пучины на первой террасе р. Данилихи по ул. Ленина на территории засыпанного болота описали А. М. Оскотский, С. Н. Новоселова и Ю. Я. Черепанов.

| Пучина 3 (размеры в см) |            |                  |
|-------------------------|------------|------------------|
| Высота                  | Поперечник | Дата             |
| 5                       | 46 51      | 15 марта 1956 г. |
| 7                       | 50 53      | 30 марта »       |
| 8                       | 51 55      | 12 апреля »      |
| Пучина 4                |            |                  |
| Высота                  | Поперечник | Дата             |
| 2                       | 50 53      | 15 марта 1956 г. |
| 4                       | 52 56      | 30 марта »       |
| 5                       | 55 58      | 12 апреля »      |

12 апреля 1956 г. на этом же участке тротуара была замечена пучина 5 высотой 13 см и 40 см в поперечнике, образованная деревянным кольшком, который проткнув асфальт вышел на поверхность. Вода, в находящейся невдалеке дренажной канаве, была на глубине 0,5–0,6 м.

На первой террасе р. Данилихи, около главного корпуса университета, А. А. Беседин и Е. М. Резникова вели наблюдение за двумя пучинами на асфальте тротуара.

| Пучина 6 (размеры в см) |            |                 |
|-------------------------|------------|-----------------|
| Высота                  | Поперечник | Дата            |
| 5                       | 20 25      | 2 марта 1956 г. |
| 5                       | 25 34      | 25 марта »      |
| 6                       | 30 45      | 22 апреля »     |
| Пучина 7                |            |                 |
| 3                       | 20         | 2 марта 1956 г. |
| 4                       | 27         | 25 марта »      |
| 4                       | 35         | 22 апреля »     |

Вода в дренажной канаве находится на глубине 0,5–0,6 м. В этом районе часть пучин летом опадает и асфальт самозалечивается. Однако имеются и многолетние пучины, которые остаются и летом. Асфальт в них выкрошился и осталось земляное пятно.

Значительные пучины постоянно повреждали дорожное покрытие мостовой по Комсомольскому проспекту, выше ул. Луначарского в районе уступа четвертой камской террасы, срезанного при планировке улиц. Это приблизило к поверхности грунтовые воды делювиального шлейфа, которые и вызывали появление коренных пучин. Размеры горбов, чередующихся с понижениями и вытянутых вниз по наклону, достигали 1–1,5 м при ширине 0,5–0,6 м. В настоящее время каменное покрытие снято и произведено асфальтирование на щебеночном основании значительной толщины. Дорожные пучины не появляются.

На некоторых участках, там где строители оставили в земле вертикально стоящие доски, брусья и бревна, они почти каждую весну протыкают асфальт или выходят на не заасфальтированном участке на поверхность. При этом прибавается асфальт и доска или брус выходит на 2–3–4 см над уровнем земли. Летом они вновь уходят вглубь. Явление это связано с тем, что весной, под влиянием нагревания солнцем, лед под деревянным предметом днем оттаивает, а ночью вода опять замерзает. Многократное замерзание, чередующееся с оттаиванием, которое на очищенных от снега тротуарах начинается рано, приводит к выходу на поверхность деревянных предметов. Такое явление нами наблюдалось на первой данилихинской террасе в районе университета, по ул. Ленина в долине р. Пермьки и в других местах. Подобные пучины описаны А. Е. Петровым для Ленинграда [8]<sup>1</sup>.

Рост пучин, данные о которых мы привели ранее, происходит подобным образом, но без деревянных предметов. Освобожденные от снега участки тротуара или мостовой растрескиваются. Трещины ночью расширяются замерзанием воды. Талые воды попадают под дорожное покрытие по трещинам и там замерзают. Так, постепенно за счет ледяных жилочек и пропластков толщиной до 2 см растет бугорок. Образование пучин бывает и в начале зимы. Летом лед под буграми тает и происходит затухание пучения. Часть из них исчезает совсем и только радиальные трещины указывают место где они были. В жаркое лето трещины в асфальтовом покрытии самозалечиваются. Бывают и многолетние бугры, которые летом только уменьшаются в размерах, но совсем не исчезают.

Дорожные пучины разрушают тротуары, мостовые и создают затруднения при движении. Борьба с ними возможна путем дренажа, сплошной замены пучинистого грунта и другими способами.

В районе города на низких террасах р. В. Мулянка у д. Фролово, а также по низким берегам других небольших речушек по Сибирскому тракту, в районе с. Верхние Муллы и по р. Н. Мулянке у д. Шумки, близ с. Култаево около Казанского тракта, наблюдаются бугры-могильники, аналогичные дорожным пучинам. Они впервые описаны в Пермской области для с. Усть-Кишерть [4, 5, 6].

М. М. Толстихина описала кочкарный рельеф на южном берегу Онежского озера, где она установила мерзлотные явления [10].

### Кластокарстовые и суффозионные явления

В районе города имеются кластокарстовые и суффозионные явления в виде просадок и провалов.

Просадочные явления наблюдаются в макропористых лёссовидных су-

<sup>1</sup> См. также М. Н. Бойцов. Мерзлотные явления в пределах Ленинграда. Природа № 4, 1957.

глинках, развитых на первой надпойменной террасе р. В. Мулянка на левом берегу [2]. Здесь на площади в 2 км<sup>2</sup> было обнаружено два-три плоских мелких углубления округлой формы, которые в момент наших исследований в 1940 г. поросли кругом кустарником. Это одна из самых северных точек проявления кластокарста в лёссовидных отложениях [3, 4].

Просадочные явления местами имеются на третьей и особенно на четвертой камских террасах, там где под почвенным покровом залегают макропористые лёссовидные суглинки. Сильное увлажнение их в районах бань и при неисправных водопроводах, приводило к искусственным просадкам с появлением трещин в зданиях.

Помимо просадок в лёссовидных покровных отложениях, обусловленных сильным увлажнением макропористых грунтов, относимых к кластокарсту, пористость которых по нашим исследованиям достигает 59,06 %, на территории города имеются и чисто суффозионные явления.

В 1949 г. в долине р. Пермь на правом берегу по Коммунистической улице между тротуаром и мостовой, около поликлиники Дзержинского района, примерно в 25 м от реки, произошел провал овальной формы. Он имел 5 м в длину и 2–3 м в ширину при глубине 2–3 м. По данным расположенной вблизи скважины (№ 626), на этом участке под растительным слоем мощностью 0,25 м залегает среднезернистый желтый песок мощностью 1,35 м, который подстилается желтым мелкозернистым водоносным песком мощностью 1,35 м. Ниже идут супеси и суглинки, местами иловатые, мощностью 4,45 м. Они подстилаются песком и гравием. В скважине обнаружены верховодка на глубине 2,8 м в верхнем песке и грунтовые воды на глубине 8,05 м.

В результате пльвуна, обусловленного верховодкой, мелкозернистый песок был постепенно вынесен в расположенную вблизи р. Пермь. Постепенно на глубине 2,5–3 м образовалась пустота, которая увеличивалась за счет подземного обрушения и выноса новых количеств водоносного песка пльвуном. Когда подземная пустота, длинная ось которой вытянута параллельно р. Перми, достигла значительных размеров, своды ее обрушились и провал обнаружился на поверхности. На расстоянии двух кварталов по этой же Коммунистической улице примерно в 350 м, так же по правому берегу реки, по ул. Решетникова имеется неглубокий ключ – колодец с деревянным срубом. Из него вытекает вода в Пермь. По-видимому он также питается тем же водоносным песком, который дал описанный суффозионный провал. Вероятно, этой же причиной обусловлен провал, произошедший в 1958 г. в долине р. Пермь на мостовой по ул. Ленина, между улицами Решетникова и Александра Матросова. Провалы вследствие потоков песков-пльвунов в Голландии, а также городе Мемфисе в штате Теннесси на берегу р. Миссисипи описал К. Терцаги [9].

Помимо суффозионных явлений, обусловленных природными водами, в городе иногда происходят провалы и за счет разрыва водопроводных труб. В конце апреля и начале мая 1956 г. желтая, обогащенная суглинком вода длительное время вытекала над местом разрыва труб в районе IV камской террасы по Комсомольскому проспекту, выше ул. Швецова. Меры к ремонту водопровода своевременно не были приняты и в результате 5 мая 1956 г. утром на мостовой произошел провал. Он имел овальную форму: больший диаметр – 4,8 м, малый – 4,4 м при максимальной глубине 3 м. Наибольшая глубина была над поврежденной водопроводной трубой. Возник провал в результате выноса водой суглинка и обрушения дорожного покрытия в образовавшуюся пустоту. Он произошел, когда проехала грузовая автомашина.

В том же 1956 г. летом произошел подобный провал меньших размеров на этой же водопроводной линии, но несколько ниже, в районе третьей камской террасы на пересечении Комсомольского проспекта и Боль-



шевистской улицы. Весной и летом 1965 г. два небольших провала возникли на той же линии на Комсомольском проспекте выше улиц Революции и Большевицской.

В 1957 г. провал с конусообразной просадкой асфальтового покрытия, имевший поперечник 1,5–2 м, наблюдался в летнее время на третьей террасе по ул. Куйбышева вблизи ул. Пушкинской.

### **Институт карстоведения и спелеологии**

## **Л И Т Е Р А Т У Р А**

1. Макаренко Ф. А. О роли грунтовых вод в образовании пучин на автожужевых дорогах. Тр. геол. ин-та АН СССР, т. IX, 1939, стр. 269–297.
2. Максимович Г. А. Происхождение 1 террасы р. Мулянки. Уч. зап. Пермского университета, т. IV, вып. 4, 1948, стр. 23–53.
3. Максимович Г. А. География карста в обломочных породах. Географический сборник Геогр. общ. СССР, № 1, 1952, стр. 51–56.
4. Максимович Г. А. Химическая география вод Суши, Географгиз, М., 1955, стр. 210–214.
5. Максимович Г. А. и Горбунова К. А. Бугры-могильники в Пермской области. Изв. Всесоюзного географич. о-ва, т. 84, вып. 4, 1952, стр. 410–412.
6. Максимович Г. А. и Горбунова К. А. Мерзлотные бугры в Пермской области. Природа № 4, 1955, стр. 102–103.
7. Максимович Г. А. и Горбунова К. А. Мерзлотные формы рельефа в с. Усть-Кишерть Пермской области. Уч. зап. Пермского университета, т. VII, вып. 4, 1956, стр. 51–58.
8. Петров А. Е. Явления пучения на улицах Ленинграда. Природа № 6, 1945, стр. 96–98.
9. Терцаги К. Инженерная геология, 1935, стр. 96–103.
10. Толстихина М. М. Мерзлотные явления в южном Прионежье. Природа № 3, 1948, стр. 47.

## **ХРОНИКА**

### **ВСЕСОЮЗНОЕ СОВЕЩАНИЕ ПО МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ КАРСТА**

В г. Перми 8–15 июня 1964 г. проведено Всесоюзное совещание по методике изучения карста. Оно созывалось Междудементальной комиссией по изучению карста, Пермским государственным университетом и Уральским геологическим управлением. Задачей совещания была выработка методических указаний по изучению карста при геологических, инженерно-геологических, гидрогеологических, гидрологических и спелеологических исследованиях, которые до настоящего времени отсутствуют. Это в значительной мере затрудняет проведение исследований и сопоставление результатов в карстовых районах.

Оргкомитет широко оповестил о проведении совещания ВУЗЫ, геологические управления, научно-исследовательские, проектные институты и др. организации. Из различных городов страны в адрес оргкомитета поступило 48 докладов, которые опубликованы до начала совещания. Издано

9 выпусков по следующей тематике: общие методы изучения карста, карстологическая съемка, палеокарст и карст, геофизические методы, гидрогеология карста, инженерная геология, гидрология карста, пещеры, изучение карста туристами и учащимися. Кроме этого, специально для участников совещания был выпущен путеводитель по наиболее интересным карстовым районам на побережье Камского водохранилища. Общий объем опубликованных докладов составил 51,5 авторских листов.

Перед совещанием опубликованные доклады были разосланы авторам и всем заинтересованным организациям, приславшим заявки. Поэтому на совещании доклады не заслушивались, а только обсуждались.

8 июня 1964 г. совещание открылось пленарным заседанием, на котором были заслушаны доклады проф. Г. А. Максимовича «Методы изучения карста и пещер» и ст. научного сотрудника М. С. Газизова «О роли карста в горном деле». В докладе Г. А. Максимовича были освещены все методы изучения карста, применяемые в настоящее время различными специалистами.

М. С. Газизов осветил вопросы прикладного карстоведения и показал, насколько важно учитывать отрицательную роль карста при строительстве и эксплуатации шахт.

С 9 по 11 июня проходили секционные заседания. Работало 6 секций.

Секция изучения карста при инженерно-геологических исследованиях (руководители проф. И. В. Попов, проф. М. С. Кавеев и ст. научный сотрудник Н. В. Родионов). На секции дополнительно были сделаны сообщения М. С. Кавеевым, Н. В. Родионовым, М. И. Верзаковым, Е. Н. Абашидзе, В. С. Лукиным. Выступавший И. В. Попов подчеркнул, что составляемые методические рекомендации должны иметь региональный подход к исследованию карста и учитывать специфику гипсового, карбонатного и других типов карста.

Секция комплексного изучения карста при геологических и гидрогеологических исследованиях (руководитель доц. Л. А. Шимановский). Краткий критический обзор опубликованных докладов сделал Л. А. Шимановский. С предложениями выступали Б. В. Васильев, А. В. Турышев, А. В. Медведев, С. Г. Измайлов и др. На секции было принято решение, чтобы в методических указаниях нашли отражение особенности изучения карста при комплексной гидрогеологической съемке, разведке подземных вод, в условиях нарушения естественного режима подземных вод под влиянием шахтного водоотлива и при проведении специальных исследований.

Секция палеокарста и полезных ископаемых карстового типа (руководители проф. П. А. Софроницкий и ст. научн. сотрудник М. С. Газизов). Дополнительные сообщения на секции сделали И. И. Енцов, В. Н. Быков, В. П. Николишин, Л. И. Авдонина, Н. Н. Марков, Л. Н. Усольцев, К. П. Черняева, Ю. М. Абрамович, П. А. Софроницкий и др. Выступающие говорили о применении литолого-стратиграфического, геофизического и геохимического методов исследования палеокарстовых коллекторов, о карсте соляных месторождений и использовании палеокарста для сброса сточных вод. С докладом «К программе и методике изучения карста в горном деле» выступил М. С. Газизов. В результате работы секции приняты следующие предложения о том, что методические указания должны освещать:

1. Программу и методику исследования карста: а) месторождений полезных ископаемых, приуроченных к определенным карстовым областям (провинциям); б) видов полезных ископаемых: 1) уголь, горючие сланцы, железные руды, полиметаллы, 2) соли, 3) нефть, газ, 4) минеральные воды; в) согласно стадии освоения месторождения: 1) разведка, 2) проектирование и строительство горных выработок, 3) эксплуатация.

2. Составление программы исследования, определяющей основные задачи изучения карста.

3. Разработку методики исследования карста, определяющей основные приемы выполнения программы работ.

Секция изучения карста при гидрологических исследованиях (руководители П. В. Молитвин и доц. В. А. Балков). После обсуждения опубликованных докладов секция заслушала П. В. Молитвина, выступившего с проектом методики гидрологических исследований в условиях карста. Сообщения были сделаны О. Л. Марковой, Г. Н. Гигинейшвили, В. А. Балковым. В основу методических указаний, выработанных секцией, положен доклад П. В. Молитвина. Методические рекомендации, опубликованные в докладах Г. А. Максимовича, П. Ф. Бочкарева, В. А. Балкова, Л. В. Владимировой, О. Л. Марковой, являются весьма полезными и будут учтены при окончательном редактировании.

Секция изучения карста при географических, геоморфологических и карстологических исследованиях (руководитель доц. М. А. Зубашенко). О целях и задачах предстоящей работы сообщил М. А. Зубашенко. Секция обсудила опубликованные материалы. Доклад Э. И. Нурмамбетова был посвящен карсту соляных куполов Прикаспия, В. Н. Дубовник – районированию карста Челябинской области. Кроме этого, выступили К. А. Горбунова, Г. В. Поспелова, К. Г. Бутырина, А. Г. Чикишев, М. И. Гевирц и др.

Методические указания разрабатывались с учетом трех направлений: географического, геоморфологического и карстологического.

Секция спелеологических исследований, возглавляемая проф. О. И. Исламовым, обсудила доклады, опубликованные в специальном выпуске Трудов совещания. Активное участие в работе секции приняли З. К. Тинтилозов, К. П. Черняева, Р. Б. Рубель, Т. З. Кикнадзе и др. Наряду со специалистами-карстоведами в работе секции участвовали спелеологи-любители.

Секция отметила, что за последние годы в СССР интенсивно увеличивается число специалистов-спелеологов, работающих в различных районах страны. Деятельность их необходимо координировать. Для этого необходимо составить и издать адресную книгу спелеологических организаций СССР. В ближайшее время следует подготовить к изданию и опубликовать общую инструкцию о проведении спелеологических исследований, а также отдельные выпуски инструктивных указаний по специальным вопросам спелеологии. Особое внимание следует уделить вопросу об охране пещер.

Кроме того, секция отметила большую работу спелеологов-любителей, обследовавших в последние годы более 600 пещер. В связи с практическим значением деятельности спелеологов-любителей сочтено необходимым просить ВЦСПС и ЦС по туризму оказывать содействие и поддерживать развитие спелеологического движения в СССР. Секция призвала все научные организации, изучающие карст, оказывать помощь спелеологам-любителям путем предоставления различных приборов и консультирования их работ.

На совместном заседании секций были заслушаны сообщения А. В. Медведева и П. В. Молитвина «О карстовых явлениях на СУБР'е и причинах внезапных прорывов воды в горные выработки».

Информацию о работе любителей-спелеологов сделал председатель Всесоюзной спелеологической комиссии ВЦСПС В. В. Илюхин.

На Пленарном заседании 12 июня 1964 г. руководители сделали отчет о работе секций и кратко изложили содержание подготовленных инструкций. Оргкомитету было поручено отредактировать подготовленные инструкции и разослать их представителям соответствующих комиссий для

окончательного согласования. После этого будет опубликован специальный сборник методических указаний.

Во время совещания демонстрировались научные и научно-популярные фильмы, снятые киностудиями и грузинскими спелеологами (Т. З. Кикнадзе, Г. Н. Гигинейшвили, З. К. Тинтилозов), а также фотовыставка «Пещеры Грузии».

Оргкомитетом были организованы экскурсии на катерах в наиболее интересные карстовые районы побережья Камского водохранилища (Полазнинский район и р. Чусовая). Кроме этого, участники совещания совершили автобусные экскурсии в Кунгурскую пещеру и Суксунско-Ключевской район.

В работе совещания принимали участие 8 докторов наук, 35 кандидатов наук и 122 научных сотрудника, инженеров-геологов, гидрогеологов, геофизиков, гидрологов, географов и спелеологов (всего 165 человек). Это представители семи союзных республик: РСФСР (в том числе Татария, Башкирия, Удмуртия), Украины, Казахстана, Узбекистана, Грузии, Латвии, Эстонии. Участники приехали из 33 городов – из Москвы, Ленинграда, Киева, Таллина, Ташкента, Тбилиси, Риги, Свердловска, Казани, Куйбышева, Горького, Магадана, Североуральска и многих других. В совещании участвовали представители 65 учреждений.

Участники совещания единодушно отметили, что необходимо составить и издать комплексные методические указания по изучению карста.

**И. А. Печеркин, Г. К. Михайлов.**

## **ИНСТИТУТ КАРСТОВЕДЕНИЯ И СПЕЛЕОЛОГИИ**

В 1964 году при Пермском государственном университете создан Институт карстovedения и спелеологии. Основная проблема, над которой работает Институт – карст и пещеры Урала, их научное и народнохозяйственное значение.

В составе Института следующие отделы: 1) полезных ископаемых карста, 2) геоморфологии и гидрогеологии карста; 3) гидрологии карста; 4) археологии карста и пещер; 5) спелеологии; 6) охраны карстовых форм и пещер; 7) подготовки спелеологов-любителей (массовый); 8) издательский.

Издание двух серий тематических сборников «Гидрогеология и карстovedение» и «Пещеры», а также монографий, выпускавшихся ранее Пермским университетом, будет продолжено издательским отделом института. В 1965 году институт опубликовал книгу доц. К. А. Горбуновой «Особенности гипсового карста».

Одной из главных задач института является объединение всех специалистов, работающих по карсту и пещерам Урала. В настоящее время в работе института принимают участие научные работники городов: Перми, Свердловска, Челябинска, Нижнего Тагила, Ижевска и Кунгура. Четыре аспиранта, сотрудники института, работают над карстовой тематикой. Совместно с Лабораторией геологии университета изучаются подземные воды карстовой области Уфимского плато, карстовые процессы на Верхнекамском месторождении солей. Большое участие в работе института принимают студенты Пермского университета: геологи, географы, химики, археологи, биологи.

С карстом приходится сталкиваться при промышленном и гражданском строительстве, при сооружении гидроэлектростанций, мостов, железных и шоссежных дорог. В Кизеловском угольном бассейне, на Североуральских и Южноуральских бокситовых рудниках карстовые воды, в огромном количестве поступающие в подземные выработки, затрудняют добычу полезных ископаемых. На Урале и в Приуралье развит карст известняков, доломитов, мрамора, гипса и солей. Карстующиеся породы сами являются полезными ископаемыми, причем карст снижает их качество. С карстовыми полостями и впадинами связаны многочисленные полезные ископаемые. Это бокситы, железные и другие руды, огнеупорные глины, формовочные пески, алмазы, платина, золото и др. Наибольшее значение имеют бокситовые месторождения карстового типа, а также залежи нефти и газа, выполняющие древние карстовые полости в известняках и доломитах. Велика роль карстовых вод в водоснабжении многих районов Урала и Приуралья. В глубинных закарстованных толщах Приуралья находятся значительные запасы лечебных бром-йодных вод, являющихся также ценным химическим сырьем. Глубинный карст может быть использован для сброса разнообразных промстоков.

Недостаточно изучены карстовые пещеры Урала и Приуралья. Недавно открыты первые рисунки древних художников каменного века. Они пока известны в одной Каповой пещере, но, вероятно, есть и в других. Археология уральских пещер по существу только начинает изучаться. В кизеловской Медвежьей пещере сделаны богатейшие палеозоологические находки. Здесь найдены остатки карликовых уральских медведей, обитавших более 15 тысяч лет назад. В пещерах могут быть найдены залежи гуано – ценнейшего удобрения для цветоводства. Пещеры-ледники могут быть использованы как природные холодильники. Многие пещеры являются интереснейшим объектом подземного туризма.

Все это требует комплексного изучения карста и пещер. Поэтому при Пермском государственном университете, где сосредоточены достаточные кадры квалифицированных специалистов, был создан Институт карстоведения и спелеологии.

В составе института 38 научных и производственных работников, из которых 3 профессора и 11 доцентов, кандидатов наук. В нем заняты работники Пермского университета, Пермского политехнического института, Кунгурского стационара Уральского филиала Академии Наук СССР, Пермского филиала института «Гипростокнефть», Камского филиала Всесоюзного научно-исследовательского геологоразведочного института: (ВНИГНИ) и другие организации. Директором института является доктор геолого-минералогических наук, профессор Пермского университета Г. А. Максимович.

Интересно отметить, что институт является первым в СССР и шестым в мире. Подобные институты с 1920 г. организованы в Румынии (Бухарест, с филиалом в Клуже), Австрии (Вена), Италии (Болонья), Югославии (Постойна), а после 1961 года в США при Кентуккском университете.

Работники института карстоведения и спелеологии уже дали многочисленные консультации производственным организациям и выполняют ряд важных для народного хозяйства исследований. Будем надеяться, что связи института с производством и научно-исследовательскими организациями будут все время расширяться.

**И. А. Печеркин, Б. А. Булдаков**

## СОДЕРЖАНИЕ

**Карстоведение**

|                                                                                                                                        |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| О. М. Варфоломеева Об эволюции вертикальных карстовых каналов .....                                                                    | 3   |
| В. Н. Быков Палеокарстовые явления в верхнедевонских рифах.....                                                                        | 9   |
| И. И. Енцов Промыслово-геофизическая характеристика некоторых поглощающих горизонтов в карбонатных отложениях пермского прикамья ..... | 16  |
| В. М. Армишев поиски палеокарстовых коллекторов нефти и газа методом отраженных волн .....                                             | 22  |
| Г. А. Максимович, И. И. Енцов Нефтегазосность карбонатных коллекторов Ч а с т ь I.                                                     |     |
| Зарубежные страны. История развития карбонатных пород .....                                                                            | 30  |
| Г. Б. Бельтюков, Б. М. Голубев Антропогенный карст верхнекамского месторождения калийных солей.....                                    | 77  |
| В. С. Лукин Карстовые рвы в районах развития сульфатных отложений .....                                                                | 86  |
| Б. В. Васильев Карст на территории татарской республики и его значение в сельском хозяйстве и промышленности .....                     | 97  |
| П. З. Сабо Результаты изучения палеокарста в венгрии .....                                                                             | 103 |

**Гидрогеология и гидрология карста**

|                                                                                        |     |
|----------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Л. А. Шимановский Формирование и сток карстовых вод уфимского плато.....               | 111 |
| Ю. М. Гуревич Условия подземного карстового стока силурийского плато .....             | 121 |
| Е. А. Лушников О влиянии состава пород и карстовых явлений на денудацию рек урала..... | 130 |
| В. А. Балков Влияние карста на подземный сток рек .....                                | 134 |
| К. Г. Бутырина Карстовые озера бассейна нижней косьвы.....                             | 150 |
| С. В. Альбов Исчезающая речка Керемерка.....                                           | 160 |
| В. И. Кучерявых Наукинские карстовые источники .....                                   | 198 |

**Гидрогеология**

|                                                                                                                               |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Г. А. Максимович, Г. К. Михайлов Опыт структурно-гидрогеологических исследований в Среднем Прикамье.....                      | 161 |
| Г. К. Михайлов, Б. А. Булдаков, Г. А. Звягин Структурно-гидрогеологические исследования на междуречье Бабки и Ирени .....     | 172 |
| Г. А. Максимович, К. А. Горбунова, В. В. Рудометов Формирование химического состава грунтовых вод в городских поселениях..... | 184 |
| И. М. Тюрина Режим родников города Перми.....                                                                                 | 199 |

|                                                                                                              |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| Г. П. Верхоланцев Опыт оценки естественных ресурсов подземных вод зоны активного водообмена.....             | 209 |
| Г. К. Михайлов Гидрогеологические особенности фациально невыдержанных толщ в зоне активного водообмена ..... | 214 |
| И. Н. Шестов, А. В. Шурубор Гидрогеологические условия Косьвинско-Чусовской седловины .....                  | 224 |

### **Геодинамические процессы**

|                                                                                                      |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| И. А. Печеркин Условия формирования берегов водохранилищ реки Камы .....                             | 235 |
| И. А. Печеркин О причинах активизации овражной эрозии на побережьях водохранилищ.....                | 246 |
| Г. А. Максимович Дорожные пучины, кластокарстовые явления и суффозионные провалы в городе Перми..... | 256 |

### **Хроника**

|                                                       |     |
|-------------------------------------------------------|-----|
| Всесоюзное совещание по методике изучения карста..... | 260 |
| Институт карстоведения и спелеологии .....            | 263 |

## C O N T E N T S

**Karst Science**

|                                                                                                                               |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| O. M. Varpholomeeva. About the evolution of vertical karst canals                                                             | 3   |
| V. N. Bykov. Paleokarst phenomena in the Upper Devonian reefs                                                                 | 9   |
| I. I. Entsov. Geophysical-exploitation characterization of some absorbing horizons in the carbonate deposits of Perm Prikamye | 16  |
| V. M. Armishev. The search for paleokarst reservoirs of oil and gas by the reflection method                                  | 22  |
| G. A. Maximovich, I. I. Entsov. Oil and gas-bearing of carbonate reservoirs. Part I. Foreign countries                        | 30  |
| G. V. Beltyukov, B. M. Golubev. The antropogen karst of the Upper-Kama salt deposit                                           | 77  |
| V. S. Lukin. Karst ditches in regions of the spread gypsums deposits                                                          | 86  |
| B. V. Vasilyev. Karst in the territory of the Tatar republic and its importance in agriculture and industry                   | 97  |
| P. Z. Sabo. The results of paleokarst studying in Hungary                                                                     | 103 |

**Hydrogeology and Hydrology of Karst**

|                                                                                                      |     |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| L. A. Shimanovski. The formation and run-off of karst water in the Ufa plateau                       | 111 |
| U. M. Gurevich. The conditions of the underground karst run-off in the Silur plateau                 | 121 |
| E. A. Lushnikov. About the influence of the composition of rocks and karst phenomena upon denudation | 130 |
| V. A. Balkov. The influence of karst upon underground run-off of rivers                              | 134 |
| K. G. Butyrina. The karst lakes in the basin of the lower Kosva river                                | 150 |
| S. V. Albov. The disappearing river Keremerka                                                        | 160 |
| V. I. Kucheryavich. Naukinsk karst springs                                                           | 198 |

**Hydrogeology**

|                                                                                                                                            |     |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| G. A. Maximovich, G. K. Mikhailov. The experience of structural-hydrogeological investigation in the Middle Prikamye                       | 161 |
| G. K. Mikhailov, B. A. Buldakov, G. A. Zvyagin. The structural-hydrogeological investigation on the interfluvium of the Babka and the Iren | 172 |
| G. K. Maximovich, K. A. Gorbunova, V. V. Rudometov. The formation of the chemical composition of ground water in towns                     | 184 |



|                                                                                                                             |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| I. M. Tyurina. The regime of springs in Perm city                                                                           | 199 |
| G. P. Verholantsev. The experience of estimation of natural resources of undergroundwater in the zone of active circulation | 209 |
| G. K. Mikhailov. Hydrogeological features of rocks with sharp facial different series in the zone of active circulation     | 214 |
| I. N. Shestov, A. V. Shurubor. Hydrogeological conditions of the Kosva-Chusovaya saddle                                     | 224 |
| <b>Geodynamic Processes</b>                                                                                                 |     |
| I. A. Pecherkin. The conditions of the formation of the banks of the reservoirs of the Kama river                           | 235 |
| I. A. Pecherkin. About the causes of activity of ravine erosion on the banks of reservoirs                                  | 246 |
| G. A. Maximovich. The road hillocks clastokarst phenomena and suffosional sinks in Perm city                                | 256 |
| <b>Chronicle</b>                                                                                                            |     |
| The All-Union conference on the methods of karst studying                                                                   | 260 |
| The Karstology and Speleology Institute                                                                                     | 263 |

ЛБ 08107

Подписано к печати 23/III 1966 г.  
 Формат 60×90<sup>1/16</sup>, объем 16,75 п. л.  
 Тираж 1050 экз.

Цена 1 р. 20 к.

---

2-я книжная типография управления по печати  
 г. Пермь, ул. Коммунистическая, 57. Зак. 2361