

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ГОУ ВПО «Пермский государственный университет»**

**В.Н. КАТАЕВ**

**ОСНОВЫ СТРУКТУРНОГО КАРСТОВЕДЕНИЯ**

Учебное пособие по спецкурсу

Пермь 2004

ББК 38.79  
К 29  
УДК 551.44 : 624.131

**Катаев В.Н.**

К 29 Основы структурного карстоведения: Учеб. пособие по спецкурсу / Перм. ун-т. – Пермь, 2004. - 109 с.

**ISBN 5-7944-0459-0**

В историческом аспекте рассматривается развитие представлений о геолого-гидрогеологическом строении территорий развития карста. Приведены основные положения системного подхода к исследованию карстовых массивов. Предложен перечень структурных элементов, слагающих карстовые массивы, в иерархической последовательности. Показана роль трещин различных генетических типов в локализации карстовых форм. Рассмотрена роль трещиноватости массивов в генезисе спелеоформ. Приведены результаты исследований пространственного соотношения структурного плана территории и закарстованности.

Предлагаемое учебное пособие рекомендуется при изучении курсов «Структурное карстоведение», «Общее карстоведение», «Гидрогеологические методы структурно-поисковых исследований», «Инженерная геология», «Геоморфология» студентами геологических и географических специальностей университетов. Оно может представить интерес для специалистов, ведущих исследования карста в самых различных направлениях.

Библиогр. 150 назв. Табл. 10. Ил. 28.

Печатается по постановлению редакционно-издательского совета Пермского государственного университета

Рецензенты: главный гидрогеолог ВерхнеКамТИСИЗа канд. геол.-минер. наук, заслуженный строитель России В.П. Костарев, зав. сектором гидрогеологии КамНИИКИГС канд. геол.-минер. наук И.Н. Шестов

Печатается по постановл. редакционно-изд. совета Пермского государственного университета

**Издание осуществлено при финансовой поддержке Программы  
«Университеты России», проект УР.09.01.018.**

**ISBN 5-7944-0459-0**

© В.Н. Катаев, 2004

## ОГЛАВЛЕНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ.....</b>	<b>4</b>
<b>Глава 1. РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРУКТУРЕ И ГИДРОГЕОЛОГИИ КАРСТОВЫХ РЕГИОНОВ.....</b>	<b>5</b>
1.1. КАРСТОГЕНЕТИЧЕСКАЯ РОЛЬ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА.....	5
1.2. ВЕРТИКАЛЬНАЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАРСТОВЫХ РЕГИОНОВ.....	13
<b>Глава 2. КАРСТОВЫЕ МАССИВЫ: ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ.....</b>	<b>18</b>
2.1. ОСНОВЫ СИСТЕМНОГО ПОДХОДА К ИССЛЕДОВАНИЯМ КАРСТОВЫХ МАССИВОВ. ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ.....	18
2.2. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МАССИВОВ И УРОВНИ ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ.....	26
<b>Глава 3. СООТНОШЕНИЕ ТРЕЩИНОВАТОСТИ И ЗАКАРСТОВАННОСТИ.....</b>	<b>34</b>
3.1. ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБСТАНОВОК ИНТЕНСИВНОГО И ГЛУБИННОГО КАРСТООБРАЗОВАНИЯ.....	34
3.2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТРЕЩИН В ПЛАСТЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД. ЭЛЕМЕНТЫ АНАЛИЗА ТРЕЩИННОЙ СТРУКТУРЫ.....	43
3.2.1. Трещиноватость эпикарстовой зоны.....	43
3.2.2. Распределение трещин в горизонтально залегающих пластах.....	51
3.2.3. Распределение тектонических трещин в деформированном пласте горных пород.....	56
3.3. ТРЕЩИНЫ БОРТОВОГО ОТПОРА И ЗАКАРСТОВАННОСТЬ.....	64
3.4. ТРЕЩИНОВАТОСТЬ МАССИВОВ И СПЕЛЕОГЕНЕЗ.....	70
<b>ГЛАВА 4. КАРСТ И СКЛАДЧАТЫЕ ДИСЛОКАЦИИ.....</b>	<b>82</b>
4.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕХАНИЗМАХ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР.....	82
4.2. КАРСТ И СКЛАДЧАТЫЕ ДИСЛОКАЦИИ – ОСОБЕННОСТИ ЛАТЕРАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ.....	85
4.3. ТИПИЗАЦИЯ ОБСТАНОВОК КАРСТООБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ ПЕРМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ).....	95
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....</b>	<b>99</b>
<b>Библиографический список.....</b>	<b>101</b>

## ВВЕДЕНИЕ

Одним из наиболее важных направлений фундаментальных исследований в карстоведении является установление закономерностей пространственного распределения структурных форм массивов и их соответствующей карстогенетической роли. Естественно, что эти исследования необходимо обеспечить методической базой.

Активность карстовых процессов, их направленность обусловлены в первую очередь агрессивностью поверхностных и подземных вод, контролируемых во времени и пространстве структурными факторами, формирующими конкретные условия циркуляции подземных вод. Исследователей уже не удовлетворяет констатация наличия тех или иных водопроводящих форм в массиве и даже определение их усредненных гидродинамических параметров. Практика современного анализа карстовых и карстово-технических систем требует рассмотрения не только форм карста, но процессов с неизменным установлением их механизмов, закономерностей и направленности, что достигается в первую очередь выявлением характера соотношения структурных форм и взаимодействия их поверхностей с природными или техногенными растворами. Соотношение структурных форм устанавливается с достаточной степенью достоверности на основе комплексного анализа геологической, структурно-тектонической, геоморфологической, гидрогеологической эволюции массива.

Локализация зон карстопроявлений и отдельных полостей лежит в основе практических исследований карстовых массивов в гидрогеологических целях, целях промышленного и гражданского строительства. Эффективность прогнозов устойчивости на любом уровне исследований и для любых типов сооружений резко повышается при условии использования критериев структурно-тектонической однородности массивов, снижает степень непредсказуемости катастрофических проявлений. Основная сложность оценки карстоопасности состоит в том, что карстовые массивы крайне неоднородны по строению. Неоднородность во многом определяется разнообразием структур ослабления массивов, имеющих широкий морфометрический диапазон – от микротрещин до разломных зон протяженностью сотни метров и километры.

## Глава 1

# РАЗВИТИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СТРУКТУРЕ И ГИДРОГЕОЛОГИИ КАРСТОВЫХ РЕГИОНОВ

Концептуальные положения практических разработок в карстоведении, используемых при анализе закарстованных территорий с применением специальных методов и расчетных схем, заимствованы как из смежных наук, например инженерной геологии, так и из теории и практики общего карстоведения – ветви геологии, изучающей динамические процессы в растворимых горных породах и явления, их сопровождающие.

### 1.1. КАРСТОГЕНЕТИЧЕСКАЯ РОЛЬ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ. ИСТОРИЧЕСКАЯ СПРАВКА

Определение карстогенетической роли структурообразующих элементов массивов горных пород началось с первых известных работ, посвященных карстовым явлениям. Роль структурного строения закарстованных территорий оценивалась с учетом их гидрогеологического строения. Данное положение сохранилось и до сегодняшних дней, оказавшись наиболее продуктивным при выявлении закономерностей развития карстовых форм в пространстве и во времени.

Первые описания карстовых явлений связаны с результатами горных работ и исследованиями «натуральной философии». Примером служит работа Дж. Беймонта «Многочисленные понижения и некоторые другие подземные гроты и каверны в Мендип-Хиллс» [106]. Результаты подобных исследований обычно публиковались в местных альманахах, большинство из которых утеряны. В связи с этим трудно проследить последовательность становления карстоведения как науки в этот период. И только начиная с XIX в. удается определить направления развития карстоведения – идей о строении карстовых массивов, условиях и факторах, влияющих на развитие их структур.

С 1840 г. в Австрийской империи, владеющей в те времена Динарской провинцией, проводятся полевые исследования по различным направлениям. Именно в эти годы укоренился термин «карст», который предложил Дж. Лоренц [132] для обозначения генетических черт явления, а не только как географическую привязку (в России термин «карст» применительно к Кунгурской ледяной пещере впервые использовал академик Е.С. Федоров в 1883г.).

Публикации А. Шмидла [142] и В. Зиппе [150] мы можем считать первыми классическими публикациями по карсту. Среди многих вопросов теории образования провалов в работе А. Шмидла была рассмотрена гидродинамическая связь между поверхностными и подземными формами карста. Статья В. Зиппе имеет равное значение с работой А. Шмидла. В ней рассмотрены проблемы формирования горизонтальных пещер как результат развития межпластовых пространств. В. Зиппе указывал на необходимость учета (замеров) элементов залегания карстующихся пород (в частности углов падения пород) как фактора, контролирующего направление «карстификации». Им было отмечено влияние угольной кислоты и  $\text{CO}_2$ , присутствующих в воде, на интенсивность растворения карбонатов.

В 1859 году вышеупомянутый Дж. Лоренз [132] связал некоторые карстовые явления с тектоническими подвижками. Он считал полья результатом растворения, эрозии и обрушения в условиях стабилизации тектонических движений на участках пересечения тектонических разломов.

Е. Тиетз [145] рассматривая вопросы строения карстовых систем, предположил существование отдельного водного уровня, связанного с пещерами. Доказательством гипотезы являлись сухие родники ниже уровня карстовых рек. Е. Мойсисович [136], выражая несогласие Е. Тиетзу по вопросам чисто химического (за счет растворения) формирования польев, в то же время указывал на значение эрозии карстового потока и отмечал при этом, что воздымающие тектонические движения благоприятны для начала карстовой эрозии. Он считал, что первичные долины рек, блокированные смещенными по горизонтали разломами, становятся озерами, вода из которых по трещинам и зонам дробления проникает в массив, образуя сеть подземного дренажа, а стабилизация тектонических движений приводит к последовательному затуханию карстовой эрозии.

Первоначально А. Рейер [139], а затем Ф. Краус [128, 129] отметили, что подземный дренаж в карстовом массиве ориентирован и локализован не только зонами разломов, но и трещинами. Развитие дренажной системы начинается с микроскопических трещин за счет растворения до тех пор, пока не становится возможным развитие механической эрозии. При этом на участках, где межпластовое пространство ориентировано субвертикально, развитие канала идет быстрее. Кроме этого, было отмечено, что процесс формирования провалов над дренами тем медленнее, чем толще кровля над провалами.

Известные современные исследователи карста Д. Форд и П. Вильямс [116] считают, что временем становления понятий о гидродинамике карстовых вод, которые неразрывно связаны и в большой степени основаны на понятии о структуре карстового массива, является середина XIX в. Действительно, на западе в 1874 г. впервые были предприняты попытки анализа гидрогеологии закарстованных территорий для целей водоснабжения военных объектов. Но, на тот период идея «изолированных водотоков в карстовом массиве», выдвигнутая в работах Е. Тиетза, А. Рейера и других, была преждевременной и противоречила господствовавшему мнению о едином региональном потоке.

В конце XIX в. на развитие карстологических идей оказала влияние геоморфология, приобретая статус самостоятельной дисциплины, одним из объектов которой становится карстовый рельеф.

В 1899 г. А. Пенк, получивший известность благодаря своим исследованиям Альпийской гляциальной зоны, его бывший студент Дж. Цвиджик, подготовивший диссертационную работу по карсту Триеста, которая была «поворотным пунктом» к началу интенсивного исследования морфологии карста, и американский ученый В. Дэвис в результате совместных исследований пришли к выводу о том, что карстовые формы и стадии эволюции карстового рельефа – итог эрозионной деятельности поверхностных водотоков. Стоит отметить, что Дж. Цвиджик [109] не пытался установить карстовые географические циклы. Он пытался объяснить образование тех или иных форм. В частности он указывал, что полья развиваются только в районах тектонического

дробления. Кроме этого, он подчеркивал важность вторичной проницаемости в известняках при формировании водных запасов массива. А. Пенк, разделяя мнение Дж. Цвиджика о важности вторичной проницаемости, тем не менее, строго придерживался идеи единого водного уровня в карстовых массивах.

В 1903 г. А. Грунд [119] сформулировал, а впоследствии развил идею о том, что подземные воды в карстовых областях имеют региональный поток, который контролируется уровнем моря. Он выделил водообильную зону внутри массива, подпитывающуюся за счет атмосферных осадков. Поверхность этой зоны соединена с уровнем моря, но повторяет линию поверхности рельефа: повышается в пределах возвышенностей и контролируется складчатостью. В пределах этой зоны в движении находится вода, расположенная выше поверхности моря. Считалось, что ниже поверхности моря вода в горных породах находится без движения, в состоянии стагнации. А. Грунд отмечал, что поверхность стагнационного уровня (уровень зоны затрудненного водообмена) может быть ниже уровня моря, но в пределах побережий. Здесь сезонные колебания водного уровня осушают или обводняют высоко расположенные источники - поглотители. Ниже водного уровня источники имеют флюктуационный режим и названы «*vauclosian*» – воклюзами. В более поздних работах 1910 г. А. Грунд утверждал, что гидрографические зоны карста (сверху вниз): сухая, зона транзита и зона циркуляции воды в условиях полного насыщения изменяются со временем, определяя эволюцию гидрогеологического режима карста. Предполагалось, что если подпитка водообильной зоны чрезмерная, то вода выливается в понижения рельефа карстовых массивов (например, наводнения в полях). Однако полевые исследования не подтвердили синхронного изменения уровня воды в соседних полях, что позже послужило источником критики идей А. Грунда. В истории геоморфологии эти исследования известны как углубившие концепцию «*Davis-Penck-Grund*» о существовании стагнационного уровня карстовых вод, выше которого во влажные периоды происходит заполнение трещин водой. Этот трещинный водоносный горизонт не является стабильным во времени и разгружается сразу же после насыщения.

Б. Катцер [125] хорошо знавший геологию Динарского карста, основываясь на собственных наблюдениях, а также на результатах спелеологических исследований, предложил иную модель водоносных систем карстовых массивов. Б. Катцер указывал, что в массиве имеются разноуровневые водотоки и не всегда трещины в нижней части массива содержат воду, а в верхней части – сухие. Он предположил наличие циркуляции воды по дискретным карстовым каналам ниже уровня моря. Б. Катцер не поддерживал идею регионального потока и так же, как В. Кнебел [127], а позже Е. Мартел [133], говорил об индивидуальных водных потоках вдоль разломов с различными гипсометрическими уровнями, источниками питания и разгрузки.

В 1918 г. появляются работы Дж. Цвиджика, стимулированные трудами А. Грунда. В основу его представлений о гидрогеологии карстовых массивов были заложены идеи прерывистого водного уровня, который контролируется литологией и структурой карстового массива.

Благодаря работам вышеупомянутых авторов к 20-м гг. XX в. сформировались две основные идеи, отражающие уникальные черты карста, которые можно сформулировать следующим образом:

*а) в пределах последовательно (во времени и пространстве) развивающихся гидродинамических зон регионального потока карстовых вод образуются морфологически разнообразные формы карста;*

*б) карстовая дренажная система возникает и развивается в виде индивидуальных водных потоков, пространственное соотношение которых контролируется геологическим строением массива (различие в литологическом составе пород, наличие разрывных нарушений) и тектоническим режимом территории.*

В результате научной дискуссии между приверженцами этих идей для многих исследователей карста стало очевидным, что

\* пространственные отношения между растворимыми и нерастворимыми породами отражают особенности тектонической эволюции района и могут изменять циркуляцию воды в трещинах, разломах и разрывах, влияя на морфологию карстовых форм;

\* литология растворимых и нерастворимых пород имеет решающее значение при формировании карстового рельефа;

процесс растворения кардинально зависит от особенностей воды и климата.

Существование двух идей о структуре и гидродинамике карстового массива требовало новых фактов, подтверждающих или опровергающих какую-либо из них.

Стало очевидным, что эволюцию карстового рельефа не объяснить без учета особенностей циркуляции воды по трещинам и разломным зонам. Основная трудность состояла в том, чтобы с позиций концепции «Davis-Penck-Grund» о последовательной эрозионно-карстовой эволюции объяснить циркуляцию воды по трещинам на основе преобладания «потоковой эрозии» единого уровня подземных вод.

Попытки объединения данных идей были предприняты позже, например, в работе О. Лемана [131]. В результате исследователи пришли к выводу, что подземные реки, о которых говорили спелеологи, и грунтовые воды в модели А. Грунда – по сути полярные понятия, отдельно не отражающие полной природы гидродинамических отношений в карстовых массивах. В то же время модель Б. Катцера казалась более реальной.

В итоге было предложено рассматривать эти идеи во взаимосвязи и отказаться от формального использования гидродинамических концепций. Именно на таких компромиссных позициях в дальнейшем происходило углубление концептуальных понятий в карстоведении, в частности по вопросу происхождения полостей. Решение этого вопроса чрезвычайно важно и для теории и для практики, поскольку обуславливает понимание и прогноз карстовых процессов.

Идея комплексного развития карстовых систем, разрабатываемая до сегодняшних дней как в зарубежном, так и отечественном карстоведении, легла в основу современной концептуальной модели эволюции карстового массива.

В России к началу XX в. инженерно-строительное дело накопило достаточный опыт сооружения различных объектов на территориях интенсивных карстопоявлений. Первые задачи инженерно-карстологического свойства были решены при градостроительстве и строительстве железных дорог. Так, в 1904 – 1906 гг. в зоне развития интенсивного карбонатно-гипсового карста были проведены исследования для проектируемого участка Екатеринбургской железной дороги по линии Пермь – Кунгур. Близ г.Уфы участок Самаро-Златоустовской железной дороги на протяжении более чем 40 км проложен по мощным гипсовым отложениям. Как отмечал горный инженер А.А. Штукенберг, этот участок дороги еще во время изысканий был признан неблагоприятным по прочности основания [102]. После открытия дороги в 1899г. горным инженером Д.Л. Ивановым было проведено повторное обследование трассы, в результате чего была выработана, вероятно, первая программа изучения местности в отношении образования воронок, направления трещин, течения подземных вод. Программа предусматривала принятие мер по предупреждению провальных явлений.

Большой материал по особенностям закарстованных территорий представлен в работе А.А. Крубера «О карстовых явлениях в России» [46]. Это исследования провальных озер в Тульской губернии самого А.А. Крубера (1897), карстовых озер в Олонецкой и Архангельской губерниях инженера Г.И. Куликовского (1894), полотна Московско-Ярославско-Архангельской железной дороги Н.Н. Соболева (1899) и многих других, чьи публикации можно встретить в «Известиях геологического кабинета», трудах Санкт-Петербургского общества естествоиспытателей, журнале «Землеведение» и других изданиях конца XIX – начала XX в. Уже в этот ранний период в работах горных инженеров видны зачатки современных оценочных критериев карстоопасности. Практически во всех работах карстовые явления объяснены с геологических, гидрогеологических или структурно-тектонических позиций.

Так, при описании провалов в Уфимской губернии на Самаро-Златоустовской железной дороге рассматриваются во взаимосвязи такие показатели, как время, длина участка и количество воронок, образовавшихся в данный отрезок времени. Иными словами, в работе присутствует оценка устойчивости территории по интенсивности воронкообразования, к которой на уровне нормативной документации инженерная геология вернется через 50 лет. В случае с провалами в Тульской губернии одной из версий объяснения данного явления служила дислоцированность пород, а именно: ось складки, проходящая южнее провалов и соответствующие соскладчатые трещины – параллельные и перпендикулярные оси дислокации. Глинистые отложения на поверхности усилили локализацию стока атмосферных вод, отвод их по трещинам, что и обусловило в конечном итоге линейность расположения провалов. А.А. Крубер, анализируя причины появления провалов, указывал в первую очередь на чистоту растворимых пород, степень их трещиноватости, ориентировку трещин, количество атмосферных осадков. В работе о карстовых явлениях в России А.А. Крубер отмечал, что если пласты пород круто изогнуты, сильно наклонены, то вода быстро стекает и не успевает просочиться внутрь, ее растворяющая способность при этом практически не проявляется.

На ровных или слабонаклонных поверхностях (возвышенных плато) атмосферные осадки распределяются более или менее равномерно по всей поверхности и стекают медленно, просачиваясь по трещинам и проницаемым породам. В то же время крутонаклонные породы являются следствием дислокационных процессов, за счет чего облегчается доступ воды вглубь, вызывая глубинную эрозию.

Необходимо отметить, что А.А. Крубер в своих работах помимо собственного опыта исследований в карстовых районах Крыма, Кавказа и Центральной России суммировал опыт российских инженеров и зарубежных ученых (таких, например, как Е. Мартел, Ф. Краус, Е. Мойсисович). Фактически А.А. Крубер обеспечил научный синтез результатов исследований западных карстоведов и российского, в то время разрозненного опыта горных инженеров конца XIX – начала XX в., что позволило отечественному карстоведению занять более прочные позиции в комплексе наук о Земле.

В основу представлений того времени о карстовом процессе были заложены сведения о степени дислоцированности карстующихся пород, выраженной в элементах залегания и интенсивности трещиноватости; литологическом строении пород, их текстурно-структурных особенностях; количестве атмосферных осадков и углекислоты, а также о наличии различных типов растительности, необходимых для начала и дальнейшего развития процессов химического и механического разрушения горных пород.

В предвоенный период и годы Великой Отечественной войны интенсивность освоения закарстованных территорий резко возросла, при этом увеличились масштабность и глубинность исследований в основном за счет развития горно-рудной промышленности и изысканий под гидротехнические объекты. Именно в этот период сформировался принципиальный комплекс инженерно-геологических методов оценки устойчивости закарстованных территорий. В карстоведении, гидрогеологии и инженерной геологии прошло серьезную проверку содержание концептуальных основ методологии исследований карстовых массивов. По мере накопления фактического материала возникли проблемы корреляции во времени этапов структурно-геологической эволюции карстовых районов и этапов развития карстовых процессов; установления генезиса, морфологии, морфометрии и пространственного соотношения поверхностных, подземных карстопроявлений и структурно-тектонических элементов массивов [46, 69, 70, 78].

Эти проблемы возникали при решении задач как локального, так и регионального уровней. Варианты их решения впоследствии изменялись соответственно развитию геологической мысли в целом и совершенствованию методик исследования территорий развития карста, в частности. Указанные проблемы являлись общегеологическими, но решение их в дальнейшем определило направление карстологической и инженерно-геологической мысли.

Роль практической значимости изучения карста на основе анализа результатов изучения этого процесса в общетеоретическом плане и в связи с состоянием промышленного и гражданского строительства к 1930 г. была определена в работах Ф.П. Саваренского «Гидрогеология» и «Инженерная геология» [91, 92]. Помимо обзора результатов изучения карста Ф.П. Саварен-

ский наметил программу теоретических исследований как основу для практического изучения массивов. Все принципиальные позиции программы отражали геолого-гидрогеологические аспекты исследований. Эти положения являлись и являются базовыми понятиями в анализе динамики развития карстовых полостей и карстовых массивов как частей региона. *Во-первых*, это принцип неразрывности изучения карста, литологии и тектоники района; *во-вторых* – связь карста с гидродинамическими особенностями района, рельефом и геоморфологической историей местности; *в-третьих* – зависимость динамики карстового процесса (возникновение, рост, затухание, возобновление и омоложение) от общей эволюции региона.

Позднее, в конце 80-х гг., принципы неразрывности, взаимозависимости и взаимосвязи факторов динамики геологических объектов вошли составной частью в системный анализ [1, 44]. В одной из своих последних работ, опубликованной в 1946г., Ф.П. Саваренский рассматривает карст как инженерно-геологическое явление, требующее от геолога прогноза направленности процесса, его изменения во времени, его цифровой оценки, то есть комплексного количественного прогноза [24].

К концу 30-х гг., карстоведение (пока неофициальное, вопрос о выделении особой отрасли знания – карстоведения был поднят только в 1947г.) имело достаточный опыт исследований. Все базовые аспекты анализа карстовых массивов отражают их структурно-тектоническое и геолого-гидрогеологическое строение. В это же время ставятся вопросы количественной характеристики карста. Вследствие того, что в этот период большое внимание уделялось карсту горнодобывающих районов, первые опыты количественного анализа основаны на геометрии недр, которая базирует свои выводы на двух положениях: происходящие в недрах земли процессы подчинены определенным законам; количественная характеристика этих законов связана определенной функциональной зависимостью с исследуемым пространством [95]. Примером может служить структурная карта Кизеловского района (Западный Урал), выполненная в масштабе 1:50 000 (1931 – 1932гг.).

В первые послевоенные годы комплексные карстологические исследования получили дополнительное развитие в связи с решением проблем изысканий для гражданского и промышленного строительства, в том числе гидротехнического. Более двадцати крупных гидроузлов было возведено на закарстованных карбонатных и сульфатных породах. Среди них такие как Плявинская ГЭС, Павловская ГЭС, Камская ГЭС стали классическими примерами успешного сочетания теоретической мысли и практики карстологического освоения сложных в геологическом отношении территорий.

Следует отметить, что на ранних этапах становления инженерной геологии вообще и инженерного карстоведения в частности вопросы прямого влияния геологической среды на инженерные объекты рассматривались в качестве основополагающих, а обратного как второстепенные. Изучение условий и факторов антропогенной динамики карста стало эффективным только в конце 70-х – 80-е гг. XX столетия.

Подводя итог краткому обзору развития в карстоведении понятий о структуре карстового массива и ее элементах, отметим, что представление о роли

геолого-тектонических особенностей массива в распределении карстопроявлений, направленности карстового процесса, особенностях гидродинамического режима в целом сформировалось в конце 50 – начале 60-х гг. Структура массива представлялась в виде комплекса элементов, находящихся в условиях пространственно-временных взаимоотношений, имеющих статус карстогенетических законов, а именно:

1. Состав и структурно-текстурные особенности растворимых пород, их физико-механические свойства определяют характер постгенетических (в том числе и дислокационных) преобразований и составляют основу (матрицу) структуры массива.

2. Условия залегания пород, а именно пространственное соотношение растворимых и нерастворимых прослоев, их мощность и углы залегания, определяют морфологию карста, распределение форм на локальном уровне.

3. Морфология, генезис и возраст тектонических структур, связь их с рельефом и гидрогеологическими особенностями территории определяются структурным планом данной территории. Карстовые воронки и провалы располагаются в центральных частях складчатых структур, на крыльях складок или вдоль линий тектонических разрывов.

4. Трещиноватость является обобщающим элементом структуры массива, присутствующим во всех предыдущих «структурных уровнях». Именно изучение трещиноватости часто дает возможность объективно оценить инженерно-геологические условия карстового района.

Помимо вышеизложенных, наиболее общих закономерностей, укажем ряд более конкретных форм пространственного соотношения региональной или локальной структуры (ее элементов) и карстовых явлений:

– распределение поверхностных форм (воронок, оврагов, суходолов и т.п.) наряду с влиянием форм рельефа зачастую зависит от ориентировки трещин тектонического и неотектонического характера, местоположения зон дробления, разрывных нарушений;

– места пересечения трещин, разломов или зон дробления являются наиболее перспективными для создания условий развития крупных полостей;

– условия залегания растворимых горных пород определяют направленность карстообразования: в горизонтально залегающих - по простирацию, в крутонаклонных – по падению, в моноклинально залегающих – по простирацию и падению пластов;

– тектонические трещины в пределах локальных складчатых структур наиболее благоприятны для заложения в них карстовых форм;

– структурно-тектонический фактор приобретает решающую роль в горно-складчатых областях в результате яркого проявления дислокаций (складчатых и разрывных). Карстопроявления тяготеют к антиклинальным структурам;

– максимальное проявление карста наблюдается на денудационных поверхностях, в районах неотектонических движений;

– интенсивность карстопроявлений находится в неразрывной связи не только со структурно-текстурными особенностями пород, но и их химико-минералогическим составом, а так же тектоникой, геоморфологией и условиями циркуляции подземных вод района;

– уменьшение закарстованности с глубиной наблюдается не повсеместно. Исключение составляют зоны восходящей разгрузки подземных вод, участки литологически ослабленных пород, зоны интенсивной региональной фильтрации подземных вод.

## 1.2. ВЕРТИКАЛЬНАЯ ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАРСТОВЫХ РЕГИОНОВ

Выявление особенностей структуры закарстованных территорий связано с теоретическими и практическими разработками в области установления гидродинамической зональности в карстовых регионах и наиболее общих, принципиальных структурно-тектонических и литологических обстановок развития карста.

Одним из важнейших проблемных вопросов карстоведения остается глубинность явлений растворения, процессов переноса и отложения вещества в результате взаимодействия природных водных растворов с горными породами. Иными словами, вопрос глубинности карста остается дискуссионным.

Практические аспекты данной проблемы определены задачами прогнозирования карстовых коллекторов гидротерм, нефти, газа, а также пространственной локализацией рудных тел, формирующихся в условиях высоких давлений, температур и действия агрессивных газовой-жидких флюидов.

Теоретические аспекты проблемы охватывают: 1) построение модели вертикальной зональности карста, учитывающей генетические особенности процесса как в экзогенных, так и в эндогенных обстановках; 2) классифицирование нетрадиционных типов карста, создание методик их изучения и терминологической базы; 3) определение условий развития карста на нижних этапах литосферы; 4) разработку универсального понятия «карстосфера» с обоснованием положения ее нижней границы на фоне планетарной гидродинамической зональности и макроструктуры земной коры.

Гидродинамическая зональность литосферы является результатом развития идей зонального строения Земли как её характернейшего свойства. Одной из первых является схема вертикальной зональности Б.Л. Личкова [52] (табл. 1), основанная на сопоставлении типов вод и термодинамических оболочек Земли, понятие о которых в геологии и геохимии после Э. Зюсса (1875) уточнялось В.И. Вернадским и А.Е. Ферсманом (1933 – 1936).

Гидродинамическая зональность сопровождается закономерным изменением химического типа подземных вод. В.И. Вернадский установил, что тип подземных вод изменяется от гидрокарбонатно-кальциевых и гидрокарбонатно-кальциево-магниевых на небольших глубинах, через сульфатно-кальциевые и сульфатно-хлор-гидрокарбонатно-кальциево-натриевые до господства хлоридных вод на больших глубинах.

Таблица 1

**Гидродинамическая зональность по Б.Л. Личкову [52]**

<b>Типы вод</b>	<b>Термодинамические оболочки</b>
Вадозные (пресные, реже соленые)	Пояс выветривания
Фреатические (пресные)	Метаморфический пояс
Ювенильные (минеральные)	Магматический пояс

В 1940 г. И.К. Зайцев применительно к карстовым регионам выделил зону вертикальной циркуляции вод, нижняя граница которой соответствовала базису эрозии. Ниже располагалась зона горизонтальной циркуляции. Движение вод в этих зонах осуществлялось по изолированным или сообщающимся каналам. Под зоной горизонтальной циркуляции была выделена зона сифонной циркуляции, подразумевающая движение вод под напором по изолированным каналам. На больших глубинах («в глубоком карсте») И.К. Зайцев выделил зону пассивных запасов воды, характеризующуюся порово-каверновой проницаемостью.

Середина 40-х гг. XX в. ознаменована в карстоведении достаточно острой дискуссией о роли базиса эрозии как границы развития активного карста. Она имела не только практическое, но и теоретическое значение, поскольку влияла на тенденцию изучения гидродинамической зональности карстовых массивов. Решение вопроса глубинности карста, его зональности было поставлено в зависимость от скоростей движения вод (их динамики) и их химического состава в различных геосферах. Имевшиеся гидродинамические данные явно свидетельствовали о снижении скоростей движения вод от коры выветривания к более глубоким горизонтам «осадочной оболочки»[54].

В 1945 г. Н.К. Игнатович устанавливает три гидродинамические зоны, характеризующиеся определенной динамикой и химизмом: 1) активного водообмена с пресными, гидрокарбонатными, иногда сульфатными, редко сульфатно-хлоридными водами; 2) затрудненной циркуляции с водами переходного типа от сульфатных к хлоридным и 3) застойного водного режима, где происходят процессы метаморфизма, образование хлоридно-натриево-кальциевых вод и рассолов.

Практически аналогично, но на принципах взаимосвязи водоносных горизонтов земной коры и поверхностных вод В.А. Сулин (1945) выделил зоны свободного, затрудненного и отсутствия водообмена с сульфатно-натриевыми, гидрокарбонатно-натриевыми, хлор-магниевыми в первой, хлор-магниевыми во второй и хлор-кальциевыми водами в третьей зоне. Зоны В.А. Сулина соответствуют зонам активного водообмена, затрудненной циркуляции и застойного режима Н.К. Игнатовича.

В 1947г. Г.А. Максимович для гидродинамических зон в условиях континента предложил названия эпи-, мезо-, гипо-. Эпизона ассоциируется с водами коры выветривания. Мезозона представлена гидрофациями пластовых вод

Таблица 2

## Ранние представления о вертикальной гидродинамической зональности карста

<b>И.К. Зайцев (1940)</b>	<b>Н.К. Игнатович (1945)</b>	<b>В.А. Сулин (1945)</b>	<b>Г.А. Максимович (1947)</b>	<b>В.А. Апродов (1947)</b>
Зона вертикальной циркуляции (до базиса эрозии)	Зона активного водообмена (пресные, гидрокарбонатные, иногда сульфатные, редко сульфатно-хлоридные воды)	Зона свободного водообмена (сульфатно-натриевые, гидрокарбонатно-натриевые воды)	Эпизона. Воды коры выветривания	Эпикарст. Зона выше базиса эрозии до верхнего уровня карстовых вод
Зона горизонтальной циркуляции (ниже базиса эрозии)	Зона затрудненной циркуляции (воды переходного типа от сульфатных к хлоридным)	Зона затрудненного водообмена (хлоридно-магниевые воды)	Мезозона. Гидрофации пластовых вод верхней и средней частей стратисферы	Мезокарст. Зона между наивысшей и наинизшей поверхностью карстовых вод (уровень базиса эрозии)
Зона сифонной циркуляции (глубокий карст)	Зона застойного водного режима. Метаморфизм вод (хлоридно-натриево-кальциевые воды и рассолы)	Зона отсутствия водообмена (хлоридно-кальциевые воды)	Гипозона. Пластовые воды нижней части осадочно-метаморфической оболочки	Гипокарст. Зона ниже базиса эрозии, ниже наинизшей поверхности карстовых вод

верхней и средней части стратисферы, гипозона – пластовыми водами нижней части стратисферы – осадочно-метаморфической оболочке.

В схемах вертикальной гидродинамической зональности, предложенных авторами в период ранних этапов развития гидрогеологии карста, отчетливо выделяются три принципа их построения (табл. 2): 1) в зависимости от положения базиса эрозии и направления движения подземных вод; 2) в зависимости от скоростей водообмена и химических типов подземных вод; 3) в зависимости от принадлежности вод к определенным структурным отделам стратисферы.

Последний принцип использован Г.А. Максимовичем, чья схема в общем виде перекликается со схемой Б.Л. Личкова. Все три принципа построения вертикальной гидродинамической зональности карста получили развитие и в последующие годы.

В фундаментальных работах Г.А. Максимовича 1962 – 1979 гг. для характеристики гидродинамической зональности применено комплексирование принципов, упомянутых выше [58, 59, 62].

В вертикальном строении платформенной «арены карстовых явлений» были выделены интервалы: а) от поверхности земли до поверхности эрозионного вреза, б) от поверхности эрозионного вреза до приповерхностной части ложа долины магистральных карстовых рек, в) от приповерхностной части ложа долины до подошвы осадочно-метаморфического комплекса пород стратисферы. Логика такого деления подтверждалась интервалами закономерной смены гидродинамических и гидрохимических показателей, характером проницаемости пород и интенсивностью карстопроявлений, а зоны развития карста, выделяемые В.А. Апродовым [2, 3], Г.А. Максимовичем [56, 59], Д.С. Соколовым [62] и другими исследователями в соответствующих глубинных интервалах, являлись наиболее общими, теоретическими слагаемыми приповерхностной части литосферы, позже получившей определение «карстосфера».

Деление стратифицированной части литосферы на гидродинамические зоны и зоны развития карста не означает присутствия между ними жестких границ. Напротив, *теснейшая гидродинамическая и гидрохимическая взаимосвязь зон является характерной особенностью толщи, сложенной карстующимися породами, ее закономерностью, определяющей неразрывное единство пород и вод, циркулирующих в них, процессов, явлений и форм, неизменно образующихся в толще пород в целом или ее конкретной части.*

Карстовые явления, находящиеся в определенных глубинных интервалах, аналогично названиям гидродинамических зон континента, предложенным Г.А. Максимовичем [56], названы В.А. Апродовым [3] эпи-, мезо- и гипокарстом соответственно выше, на уровне и ниже базиса эрозии. Совокупность особенностей характера, формы и эволюции карстопроявлений, присущих определенной части литосферы, назван В.А. Апродовым «карстовой фацией». В зависимости от положения: а) от поверхности рельефа до верхнего уровня карстовых вод, б) между наивысшей и наинизшей поверхностью карстовых вод, в) ниже наинизшей поверхности карстовых вод карстовые фации соответственно названы эпикарстовой, мезокарстовой и гипокарстовой.

**Вертикальная гидродинамическая зональность и структура верхней части литосферы – арены карстопроявлений**

По Г.А. Максимовичу (1979)	По Ю.А. Ежову и др. (1988, 1992)	По Ю.В. Дублянскому (1991)	По А.В. Шурубору, И.Н. Шестову (1993)
<p><u>Верхняя зона карстосферы (экзокарст):</u> открытая система массопереноса, интенсивный водообмен, инфлюационное питание, эпигидрогенез, гидрогенез: преобладание окислительных обстановок</p>	<p><u>Экзокарстовый этаж</u> <u>I. Гидростатзона (ГСЗ):</u> гидростатическое давление, инфильтрационное, инфлюационное питание, нисходящие и латеральные потоки, восходящее движение вод из нижележащих зон, разрывных нарушений, ослабленных водоупоров. Подзоны: Ia – активного, Ib – затрудненного, Iv – весьма затрудненного водообмена. Мощность 500 – 600м, 6000 – 7000м и более. Мощность возрастает от альпийских к более древним платформам и горно-складчатым сооружениям</p>	<p><u>I. Близповерхностная высокоградиентная зона:</u> существенное влияние экзогенных факторов, высокий градиент температур. <u>II. Глубинная низкоградиентная зона:</u> влияние экзогенных факторов практически не сказывается. Подзоны: • гидростатических давлений на глубинах 3000 – 5000м (<math>T &lt; 100^{\circ}\text{C}</math>)</p>	<p><u>I. Гидростатический этаж:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• зона гравитационного карста,</li> <li>• зона активного водообмена (активного карста).</li> </ul> <p>Формирование основных карстовых коллекторов в инфильтрационные циклы.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• зона замедленного водообмена (замедленного карста),</li> <li>• зона застойного водного режима (угнетенного карста).</li> </ul> <p>Трещинно-карстовые коллекторы в условиях закрытых артезианских бассейнов до глубин 1000 – 2500м. Относительно активный карст в районах тектонических разломов.</p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• зона застойного водного режима в условиях повышенных температур и давлений (гидротермокарст).</li> </ul> <p>Мощность этажа до 4500 – 5000м</p>
<p><u>Мезокарстосфера (мезокарст):</u> полуоткрытая система массопереноса, затрудненный водообмен, инфильтрационное питание, гидрогенез: окислительные и восстановительные условия</p>	<p><u>II. Мезозона (МЗ):</u> зона релаксаций СГСД. Давление неравномерно и скачкообразно. IIA. Буферная: уплотнение пород, отложение минералов, закрытие трещин. IIB. Разуплотнение пород на местах движения флюидов</p>	<ul style="list-style-type: none"> <li>• сверхгидростатических давлений, не превышающих прочность пород,</li> <li>• сверхгидростатических давлений, превышающих прочность пород (<math>T &gt; 100^{\circ}\text{C}</math>)</li> </ul>	
<p><u>Гипокарстосфера (гипокарст):</u> закрытая система – отсутствие выноса вещества, геологически затрудненный водообмен, гидрогалогенез: обстановки засоления и метаморфизма подземных вод</p>	<p><u>Эндокарстовый этаж</u> <u>III. Литостатзона (ЛСЗ):</u> восходящие потоки газовой-жидких флюидов, концентрация флюидо-разрывов по горизонтам. Глубина этажа до 12000 – 15000м</p>		<p><u>II. Геостатический этаж (свыше 5000м):</u></p> <ul style="list-style-type: none"> <li>• зоны разуплотнения горных пород,</li> <li>• зоны гидротермального рудообразования в горно-складчатых областях</li> </ul>

В.А. Апродов, рассматривая вопросы теории карста, вероятно, одним из первых предпринял попытку отразить единство генетического пространства карста в литосфере через понятия «карстовая фация», «карстовая моносфера», «карстовый сектор», «карстовая полисфера». В 50-х и начале 60-х гг. учение о гидродинамической зональности карста развивалось в направлении детализации особенностей миграции вод. Количество зон, в основном благодаря работам Д.С. Соколова (1951 – 1962) и Г.А. Максимовича (1962 –1963), увеличилось до семи, а затем до девяти.

К началу 60-х гг. теоретически была охвачена вся стратисфера, но практически гидродинамическая зональность в карстоведении была достаточно полно охарактеризована лишь для ее верхней части – комплекса осадочных пород.

Современное представление об этажности (структуре) карстопроявлений верхней части литосферы сформулировано благодаря исследованиям не только в области теории карстового процесса, но и в области теории гидродинамической (барической) и гидрохимической планетарной зональности земной коры.

Вертикальная зональность карстопроявлений применительно к платформам, предложенная в 1979г. Г.А. Максимовичем и основанная на соотношении систем массопереноса, геохимических, гидродинамических зон и карстовых процессов, явилась теоретическим фундаментом для построения последующих структурных схем. Фактически представляя гидрогеохимический разрез платформ, схема к началу 80-х гг. стала совокупным отражением достижений планетарной гидрогеологии, практического карстоведения, теорий гидрогенеза и гидрогалогенеза А.Е. Ферсмана.

Современные схемы предусматривают наличие в верхней части литосферы сложной прерывисто-слоистой структуры, характер проницаемости элементов которой, а также свойства и состав подземных вод зависят от планетарной смены барических условий (табл. 3).

Практический опыт в карстоведении, обобщение фактического материала по результатам бурения на нефть и другие полезные ископаемые, результаты бурения глубоких и сверхглубоких скважин, сопоставление полученных данных с особенностями карстопроявлений в различных гидродинамических, гидрохимических и других обстановках обусловили тенденцию развития представлений о вертикальной зональности карста, ее структуре в последующие 15 – 20 лет.

## **Глава 2**

### **КАРСТОВЫЕ МАССИВЫ: ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ**

#### **2.1. ОСНОВЫ СИСТЕМНОГО ПОДХОДА К ИССЛЕДОВАНИЯМ КАРСТОВЫХ МАССИВОВ. ТЕРМИНОЛОГИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ**

Идея представления геологических тел как разноуровневых систем не нова и получила развитие в структурной геологии, тектонике, механике скальных массивов, гидрогеологии, инженерной геологии. Углубление и развитие данной идеи мы можем найти в работах М.В. Раца и С.Н. Чернышева [89], М.В. Раца [88], А.Е. Михайлова [72], С.А. Акинфиева и И.С. Комарова [1], И.С.

Комарова [44], Л.А. Молокова [73], И.В. Баклашова [6], В.И. Осипова [79] и многих других авторов. Примеры решения структурно-уровневых задач известны и в карстоведении, в частности при построениях теоретических моделей развития карстового процесса [50, 51].

Истоки системного подхода к решению задач устойчивости территорий, в том числе и закарстованных, заложены в комплексности практических инженерно-строительных исследований в России.

При решении простых инженерно-геологических задач на ранних этапах развития инженерной геологии, как эклектическому научно-прикладному направлению в геологической науке, не требовалось четко очерченной теоретико-методологической базы. Положение изменилось, когда возникла необходимость возведения сооружений сложной конструкции в условиях развития динамичных, порой катастрофических геологических процессов, среди которых карстовый выделяется как наиболее многоплановый в проявлениях и многофакторный в причинах.

Как отмечает И.С. Комаров [44], стало очевидным, что в качестве объекта инженерно-геологических исследований следует рассматривать не горные породы или их комплексы, а объемные участки литосферы с содержащимися в них подземными водами, газами, физическими полями, рельефом, получившие название массивов горных пород. При этом рассмотрение массивов должно вестись с позиций взаимодействия основания и сооружения, иными словами, с позиций установления прямых и обратных связей.

Фактически система взаимосвязи «природа – человек» содержит две подсистемы: техногенную и геологическую. Геологическая подсистема – массив горных пород, состоит из большого количества элементов и их связей: физических, химических, комплексных.

Как показала практика инженерно-геологических исследований, свойства массивов отличаются от свойств элементов, составляющих данный массив. Вследствие этого свойства массивов не могут быть выведены из свойств элементов ни одним из простых способов, в том числе и вероятностно-статистическим. Геолого-техногенная система не может быть проанализирована аналитическими методами – расчленением целого на части и их раздельным изучением.

При изучении геолого-техногенных систем оперируют такими понятиями как целостность, системность, организованность. Системный подход к изучению массивов предполагает учет природных и техногенных изменений на различных иерархических уровнях всего комплекса взаимосвязи структурных элементов. Характеристика любой сложной системы считается полной, если установлен набор ее элементов с их параметрами, структурой и поведением.

Следует согласиться с В.И. Осиповым [79], что если в геологии, теперь уже в силу традиционности применения системного подхода, выделение структурных элементов и определение их статистических параметров не составляют сложной задачи (роль элементов на разных уровнях выполняют формации, фации, горные породы), то структуры систем и взаимодействие элементов структур, особенно в техногенных условиях, до сих пор исследованы слабо.

Наиболее проблемными являются изучение динамики сложных систем и прогноз их поведения при различных формах внешнего воздействия, поскольку

ку при данных условиях физическая модель теряет свое прогностическое значение. Необходима разработка не просто моделей на основе методов многомерной статистики, учитывающих характеристики системы на «внешнем контуре», но концептуальной модели прогнозируемого процесса применительно к определенному иерархическому уровню системы.

В.И. Осипов [79] отмечает, что динамика системы, закономерности ее изменений должны изучаться на фоне эволюции глобальной экосистемы. Существование неразрывной связи эндогенных и экзогенных процессов, отмеченных для массивов карстующихся горных пород еще в XVIII в. пионерами карстологии, определяет необходимость изучения тектонических этапов эволюции геологической подсистемы (карстового массива), обуславливающих причины нарушения ее равновесия.

Влияние эндогеодинамических факторов на развитие карста, особенно применительно к методикам карстологических изысканий, изучено на уровне общих закономерностей. В то же время современные представления об эволюционных преобразованиях литосферы основаны на динамичном изменении ее напряженно-деформационного состояния: периодическом изменении режимов «сжатия» и «растяжения», изменении направлений тектонического стресса. Несомненно, что при прочих равных условиях области растяжения являются наиболее благоприятными для возникновения и развития карстового процесса. Периоды активизации карста во временном аспекте связаны с периодами существования тектонических фаз растяжения в конкретном регионе. Концентрация и высвобождение энергии земной коры, как сложной энергетической системы, наблюдаются на границах тектоблоков сжатия и растяжения – в «стоковых зонах», являющихся линейными очагами разгрузки напряжений в виде активных разрывных дислокаций. Здесь, на границе блоков, горные породы литосферы более проницаемы, менее прочны, а, следовательно, легче и глубже взаимодействуют с атмосферой и гидросферой [48]. Земная кора сложена блоками, разделенными активными разломами, а блоки в свою очередь сложены более мелкими блоками и т.д. Активные стоковые зоны в зависимости от их параметров имеют общепринятую в геологии иерархию. Проявления карста на глобальном уровне тяготеют к зонам I и II порядков (например, Уральский пояс, Тихоокеанский сейсмотектонический пояс, Средиземноморско-Кавказская зона складчатости); на региональном уровне – к разрывным дислокациям III и IV порядков (например, современные рифтовые зоны – Байкал и Забайкалье, элементы крупных платформенных структур – крылья Московской синеклизы). Многие карстопроявления тяготеют к дислокациям V и VI порядков, часто в пределах региональных зон сжатия, но на участках локального растяжения [36, 48, 123].

Внешние глобальные динамические изменения литосферы оказывают неоднозначное воздействие на структурные элементы карстового массива. В основе анализа влияния эндогеодинамических факторов должна лежать динамика разрывных дислокаций всех иерархических уровней.

Системный подход при анализе карстового массива предусматривает решение триединой задачи:

1. Изучение массива как объемной разноуровневой структурно-тектонической системы, характеризующейся геодинамическими процессами,

имеющими не только природные, но и техногенные причины возникновения и развития.

2. Создание концептуальных моделей взаимодействия элементов массива от микро- до макроуровня, отражающих реальное развитие процессов и являющихся формой их познания в различных геоструктурных обстановках.

3. Создание системы прогноза интенсивности и направленности карстового и сопутствующих ему процессов.

В общеупотребимом смысле «массив» [< фр. *massif* – тяжеловесный < лат. *massa* – ком, кусок] – большое пространство чего-либо, однородного по типу. В геологии признак однородности массивных тел был дополнен стабильностью и под «массивом», как трактует «Геологический словарь» [19], (преимущественно в геотектонике) подразумевается жесткая, относительно древняя, стабилизированная структура дислокационного или ненарушенного сложения. Однородность в данном случае подразумевает степень тектонической дифференциации, но не состав. Границами тектонических массивов, как правило, являются разрывные нарушения, а сами массивы – тектоническими образованиями регионального или глобального уровней (например, остаточный массив, срединный, платформенный).

В определениях механики скальных пород и горной геомеханики – дисциплин тесно связанных с инженерным освоением геопространства и в определении, приведенном в «Горной энциклопедии» [26], «массив горных пород» трактуется как участок земной коры, характеризующийся общими условиями образования и определенными инженерно-геологическими свойствами слагающих его горных пород. При этом свойства пород определяются особенностями их залегания, степенью нарушенности, структурой, текстурой, показателями напряженно-деформационного состояния и наличием экзогенных процессов. Размеры массива, его условные границы находятся в зависимости от конкретных задач, решаемых той или иной прикладной наукой. Так, в горном деле «массив горных пород» – участок развития физико-механических явлений и процессов в результате воздействия естественных или искусственных факторов при ведении горных работ, а также при возведении инженерных сооружений.

Инженерно-геологическая интерпретация массива горных пород, несмотря на фундаментальность, не нашла отражение в геологических словарях, вероятно, по причине неоднозначности трактовки, наличия двух подходов к рассмотрению этого понятия. В одном случае массив определяется как естественное геологическое тело, существующее независимо от инженерных объектов [21]. В другом случае массив определен как часть земной коры, находящаяся в сфере инженерного воздействия [80].

Приведенные в таб. 4 определения отражают существование регионального и локального аспектов изучения массивов. Существующие подходы к формулировке понятия массивов не исключают, а дополняют друг друга, поскольку «геологический подход» (региональный) оправдан на начальных этапах изучения территории, а «инженерно-геологический» (локальный) позволяет ввести дополнительные данные о масштабах и глубине исследований, исходя из характера и значимости планируемого объекта.

Необходимо отметить, что во всех определениях подразумевается или указывается на закономерное развитие свойств массива и явлений, отражающих эти свойства.

Таблица 4

**Определения массивов горных пород в инженерной геологии**

Определение массива	Автор
<p>Структурно-обособленная часть земной коры, отличающаяся от граничащих с ней частей по условиям возведения и эксплуатации сооружений</p> <p>Часть земной коры, находящаяся в сфере инженерного воздействия, исследуемая с целью определения условий производства строительных работ и эксплуатации сооружений и обладающая инженерно-геологической структурой, отличающейся от структуры соседних с ней участков земной коры</p>	<p>П.Н. Панюков (1959,1978)</p>
<p>Горная порода, представленная системой в той или иной степени расчлененных трещинами блоков, в которой производится работа (но не являющаяся географической или тектонической единицей)</p>	<p>Л. Мюллер (1971)</p>
<p>Участок земной коры, сложенный одной или несколькими петрографическими разновидностями скальных пород, по размерам соизмеримый с размерами инженерного сооружения и имеющий на всем протяжении примерно одинаковые свойства пород</p>	<p>Д.П. Прочухан (1971)</p>
<p>Любой объем скальной породы в естественном залегании с характерными признаками геомеханической анизотропии</p>	<p>Ч. Джеггер (1972)</p>
<p>Связная область земной коры, по размерам сопоставимая с определяющей областью большинства инженерных сооружений (100м – 10км)</p>	<p>М.В. Рац (1973)</p>
<p>Ограниченная по площади и глубине часть земной коры, соизмеримая в плане с отдельным сооружением или комплексом сооружений, с присущими ей рельефом поверхности, особенностями геологического строения и нарушениями сплошности (разломами, трещинами, полостями и т.д.), содержащимися в ней подземными водами и газами и сформировавшимися в ее пределах физическими полями (тепловыми, напряжений, фильтрационными и др.). Являясь частью геологической среды, образует с сооружениями природно-техногенную систему</p>	<p>И.С. Комаров, Л.А. Молоков и др.(1981); Л.А. Молоков (1985)</p>
<p>Сравнительно небольшие участки земной коры (в границах изучения, но обычно не менее предполагаемой области взаимодействия с проектируемым сооружением), которые характеризуются определенной внутренней структурой, составом и состоянием пород, а также конкретными инженерно-геологическими свойствами</p>	<p>А.А. Варга (1983, 1984, 1988)</p>
<p>Геологическое тело, образующее тектоническую структуру или ее часть, сформировавшееся в определенной геолого-структурной и палеогеографической обстановке, характеризующееся присущими только ему геологическими, гидродинамическими и инженерно-геологическими закономерностями</p>	<p>Г.А. Голодковская, Л.В. Шаумян (1974, 1982)</p>

Терминологические сочетания «карстовый массив», «карстующийся массив» и «массив карстующихся горных пород» в карстоведении, как и в инженерной геологии при изысканиях на территориях развития растворимых пород, используется достаточно широко.

Вместе с тем в карстологической справочной литературе строгое или понятийное определение карстового массива отсутствует, что связано с применением в практике карстоведения одного из понятий о массиве, заимствованных из смежных наук, в частности из инженерной геологии. Иными словами, исследователь в данной ситуации выбирает то определение, которое, как ему кажется, ближе по смыслу к цели конкретных исследований.

Несомненно, что данное положение не способствует развитию карстоведения как науки, обладающей собственной специфической методологической, терминологической и понятийной базой; имеющей собственный объект исследования, цели и задачи, достигаемые и решаемые с помощью традиционнo-сложившихся или уникальных методов и их комплексов. Заимствование терминов и понятий из геологических или пограничных с геологией наук было оправдано на начальных этапах развития карстоведения. После более чем полувековой самостоятельности дисциплины, ее эволюции, выразившейся в изменении наших представлений о значении карстового процесса в литогенезе, углублении наших знаний о природе процесса и его механизмов, неизбежно наступает период переосмысления используемых базовых понятий и их формулировки в соответствии с новым, современным уровнем знаний.

Понятие «карстовый массив» является ключевым в построении теоретической модели карста. С этим понятием неразрывно связаны и другие, производные от него и в то же время наделенные собственным самостоятельным содержанием, например, такие как «элементы карстового массива», «эволюция карстового массива», «вертикальная гидродинамическая зональность карстового массива», отражающие закономерности карстопроявлений.

Несомненно, что карстовый массив является частью геологической среды, наделенной ее фундаментальными свойствами, такими как изменчивость, неоднородность, дискретность, организационность.

Изменчивость массива отражает его способность к эволюции, развитию. Данное свойство имеет пространственно-временной аспект и изучается в рамках различных направлений карстоведения: в физическом времени – инженерным карстоведением, в геологическом времени – региональным карстоведением.

Способность массива к изменчивости порождает его неоднородность или отличие физико-механических, водных и других свойств пород в различных точках массива.

Результатом развития массива является и его дискретность, выраженная пористостью, пустотностью, трещиноватостью, тектонической нарушенностью слагающих его горных пород.

И неоднородность, и дискретность массива проявляются на различных геологических уровнях организации вещества – минеральном, горно-породном, формационном.

Все свойства массива своим появлением и проявлением обязаны общему для литосферы процессу литогенеза, контролирующему седиментацию, формирование пород, их разрушение или метаморфизацию.

Несомненно, что карстовый массив является геологической системой, обладающей конкретной структурой (набором элементов и их взаимодействий), имеющей пространственно-временной характер. Как и все геосистемы, карстовый массив – динамичная система, поскольку его структура не является жесткой, не меняющейся со временем. В зависимости от эволюционного этапа данная система может находиться в состоянии равновесия (установившегося режима), быть консервативной (захороненной) или активной (приповерхностной, открытой). Активность системы в конкретном случае определяется многими факторами, но основным является тектонический режим территории, выводящий карстующиеся породы в ту или иную гидродинамическую зону. Проблема формулировки понятия «карстовый массив» аналогично проблеме определения «массив горных пород» в инженерной геологии заключена в различии подходов к изучению закарстованных территорий. С одной стороны, например в региональном карстоведении, подчеркивается динамичность структуры массива (по вещественному, структурно-тектоническому, гидрогеологическому или геоморфологическому факторам), с другой стороны, как правило, в целях создания расчетных схем, чаще в инженерном карстоведении, границы массива сужаются до сферы влияния инженерного сооружения и принимается допущение о неизменности (квазистатичности) структуры и свойств массива на период проектирования, строительства и эксплуатации сооружения, особенно если исследования касаются территорий сложенных карбонатными породами. Отметим, что подобные подходы не вступают в противоречия друг с другом, поскольку преследуют различные цели.

Ранее нами были предприняты попытки формулирования понятия «карстовый массив». Приведем некоторые из них.

«Карстовый массив – комплекс горных пород, содержащий поверхностные и подземные микро-, мезо- и макроформы химического растворения в сочетании с формами гравитационных и аккумулятивных процессов» [122].

«Карстовый массив – это геологическое тело, в основном содержащее растворимые горные породы в естественном сложении и искусственно ограниченное сферой влияния инженерного сооружения или имеющее природные литолого-фациальные, или структурно-тектонические границы, в пределах которых свойства массива закономерно реализуются в геологическом пространстве и времени через комплекс специфических карстовых явлений, процессов и форм» [37, 122].

Учитывая двойственность подходов к исследованию закарстованных территорий, наиболее общее определение карстовых массивов целесообразно сформулировать следующим образом:

***«Карстовый массив – это геологическое тело, имеющее границы различной геологической природы или различного типа, состояние и развитие которого определяется степенью реализации основного свойства части слагающих его горных пород: при контакте с природными или природно-техногенными водами относительно активно, закономерно во времени и пространстве, преобразовываться через комплекс процессов, явлений и форм растворения, эрозии, аккумуляции и гравитационного обрушения».***

Свойства карстовых массивов проявляются на различных уровнях геологического пространства: от крупных структурно-тектонических образований до

блоков пород, ограниченных единичными трещинами. Свойства – способность компонентов массива (его структурных элементов) комплексно изменяться во времени через последовательное формирование явлений. Явления в свою очередь характеризуются определенными процессами и формами. Иными словами, существующие в пределах массива явления есть комплексная реакция элементов массива на различные виды химических, физических и биологических воздействий, характерных для определенных условий.

Очевидно, что для каждого анализируемого иерархического интервала элементов массива необходимо установить качественные и количественные параметры объекта исследований, изменениями которых можно варьировать сколько угодно долго и детально в соответствии с конкретной теоретической или практической задачей.

Область влияния инженерного сооружения в массиве, сложенном карстующимися породами, не ограничивается контактом «сооружение – грунт», поскольку геометрические параметры зон ослабления, по которым развиваются гидродинамические, гидрохимические и стрессовые изменения, имеют очень широкий диапазон. Масштаб этих изменений и размеры активизированных зон ослабления массива зависят от конструктивных особенностей сооружения и режима его эксплуатации. Но в любом случае инженерное сооружение является причиной нарушения локального статического или регионального динамического природного равновесия. В основе изучения свойств массива должна быть схема эволюции его элементов, построенная с учетом тенденциозности их развития в пределах тектонического цикла.

Массив карстующихся пород – геосистема, стремящаяся к морфологическому, гидродинамическому и гидрохимическому балансу с меняющимися условиями. В случае дисбаланса происходит активизация экзогенных (в том числе и карстовых) явлений или прекращение существования ряда из них. В основе эволюции карстовых массивов лежит глобальный петрогенетический цикл изменения первичных седиментогенных структур и создание диагенетических структур – равновесных для меняющихся условий. Элементы ослабления массива служат границами, вдоль которых происходит анизотропное накопление явлений в первую очередь за счет создания гидродинамических и гидрохимических барьерных ситуаций. Характер взаимодействия элементов геологической структуры массива, комплекс форм экзогенных процессов и закономерность их распределения являются индивидуальными признаками массива.

Период накопления признаков («эволюционный ряд массива») делится на этапы, циклы, фазы, которые характеризуются не только изменяющимися признаками, но и набором сопоставимых показателей состояния породы, отражающих ее трещиноватость, пористость, проницаемость, минеральный состав, закарстованность, механическую прочность, растворимость и т.д. Наиболее эффективно анализ развития массива осуществляется в том случае, если этапы эволюционного ряда сопоставляются с циклами воздымающих, опускающих, сжимающих, растягивающих или стабилизированных тектонических движений, так как в пределах тектонического цикла происходит направленное развитие явлений и элементов массива, имеющее региональный характер, т.е. связанное с развитием тектонической структуры в целом. В то же время более дробное деление тектонического цикла обусловлено развитием

явлений локального характера (они могут быть сконцентрированы по границам фрагментов тектонических структур).

## 2.2. СТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ МАССИВОВ И УРОВНИ ИХ ИССЛЕДОВАНИЯ

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

Размеры структурных элементов массива, влияющих на развитие и морфологию карста, изменяются в широком диапазоне: от десятков микронов до десятков километров. Связано это с генетическими особенностями процесса, начинающегося от микротрещин и микропор, различимых при большом увеличении, а впоследствии контролируемого в своем развитии элементами региональных дислокаций.

Вопросы иерархии структурных элементов массивов не имеют окончательного решения. Но построения каждого иерархического уровня должны базироваться на определенном элементарном геологическом теле, способном в максимальной степени отражать свойства массива, частью которого он является. Например, в механике горных пород минимальные линейные размеры ( $l_0$ ) представительного «элементарного объема» (термин заимствован из механики горных пород) могут быть записаны как

$$l_0 = 10 \cdot h, \quad (1)$$

где  $h$  – средний размер характерного структурного элемента [6].

Характерные структурные элементы определяются их видом и степенью влияния на анизотропию исследуемого признака. Это могут быть минеральные зерна, куски породы, блоки, слои, поры, трещины, пустоты, включения и т.д.

Масштабный диапазон размеров структурных элементов разделим на семь интервалов, каждому из которых соответствует свой комплекс методов изучения, сформировавшийся в результате практических исследований. Очевидно, что возможности каждого из семи методических комплексов оптимальны для определенного морфометрического ряда элементов: атомарного, микронного, микроблокового, блокового, локального, регионального, глобального. Аналогично морфометрическому ряду назовем и структуру, образованную элементами соответствующего параметрического интервала (табл.5, рис.1).

Размеры площадей исследований на соответствующих уровнях сравнимы с размерами массивов и бассейнов подземных вод, классифицированных

Таблица 5

**Элементы структур карстовых массивов: условные уровни и методы исследований  
(по V.N. Kataev, K.A. Gorbunova [124]; В.Н. Катаеву [37])**

Уровень, площадь исследо- ваний, м <sup>2</sup>	Основные характеристики элементов			Методы исследования
	морфо- метрические, м	морфологические	гидродинамические	
<b>I АТОМАРНЫЙ менее 7·10<sup>-5</sup></b>	<b>10<sup>-12</sup> - 10<sup>-9</sup></b>	Дефекты кристаллической решетки минералов и их комбинации		Дефекты рассматриваются как ансамбль взаимодействия квазичастиц. Используются обобщенные качественные и количественные показатели состояния объекта, методы электронной микроскопии, рентгеноструктурного анализа
<b>II МИКРОННЫЙ 10<sup>-4</sup></b>	<b>10<sup>-6</sup> - 2·10<sup>-3</sup></b>	Микротрещины на уровне размеров микрозерен, отдельные микрозерна, первичные и вторичные поры, изолированные или соединенные	Трещинно-поровое пространство в состоянии открытой или закрытой систем. Движение воды под большим давлением (в фреатических условиях). Режим ламинарный. Проницаемость от 10 <sup>-4</sup> до 10 <sup>-1</sup> см·с <sup>-1</sup>	Свойства объекта зависят от физических свойств компонентов и структуры. Распределение элементов принимается статистически изотропным в телах IV уровня и выше Методы электронной и оптической микроскопии, рентгеноструктурного, химического, радиоизотопного, термального анализа
<b>III МИКРО- БЛОКОВЫЙ 10<sup>-2</sup></b>	<b>2·10<sup>-3</sup> - 10<sup>-1</sup></b>	Визуально выделяемые трещины, поры, каверны и их заполнитель, каналы растворения по трещинам и сообщающимся порам. Минеральные зерна и их агрегаты	Трещинно-поровое пространство обычно в состоянии открытой системы. Анизотропно в малых объемах. Проницаемость от 10 <sup>-1</sup> до 10 см·с <sup>-1</sup>	Свойства объекта зависят от структуры и параметров образца, условий проведения опыта, свойств слагающих объект минералов. Распределение элементов принимается статистически изотропным в телах V уровня и выше Методы лабораторного определения водно-физических, прочностных и упругих характеристик, электрических и электроакустических эффектов в образце Методы лабораторного и полевого (натурного) определения растворимости образцов горных пород, визуальное изучение образцов

**Элементы структур карстовых массивов: условные уровни и методы исследований**  
 (по V.N. Kataev, K.A. Gorbunova [124]; В.Н. Катаеву [37])

Уровень, площадь исследований, м <sup>2</sup>	Основные характеристики элементов			Методы исследования
	морфометрические, м	морфологические	гидродинамические	
<b>IV БЛОКОВЫЙ 10<sup>2</sup> - 10<sup>6</sup></b>	<b>10<sup>-1</sup> - 10<sup>3</sup></b>	Макротрещины, их заполнитель, блоки горных пород, ограниченные макротрещинами, участки и зоны дробления, фрагменты карстовой дренажной системы, литологические неоднородности, элементы эрозионных форм рельефа. Рисунок трещин зависит от положения массива в разрезе относительно элементов тектонических структур и направления тектонического стресса	Анизотропный поток подземных вод создается динамическим градиентом и неравномерной проницаемостью трещин. В верхней части массива возникают конвергентные потоки, используется понятие гидродинамической зоны	Свойства тела во многом определяются геометрией и структурой пласта. Исследуются все генетические типы трещин и пространственное соотношение растворимых и нерастворимых пород и отложений. Устанавливается или прогнозируется местоположение подземных карстовых форм по преобладающему фактору влияния Методы крупномасштабных и специальных геологических, горно-геологических, геофизических, гидрохимических, карстологических, геоморфологических, инженерно-геологических полевых и камеральных исследований, включая полевые масштабные опыты. Моделируется кинетика развития провальных и просадочных форм карста
<b>V ЛОКАЛЬНЫЙ 10<sup>6</sup> - 10<sup>8</sup></b>	<b>10<sup>3</sup> - 10<sup>4</sup></b>	Фрагменты простых или сложных разрывов, складчатых дислокаций. Зоны несогласного залегания пластов, зоны размыва, выклинивания. Зоны сгущения тектонических трещин, дробления. Зоны литологического замещения. Эрозионные формы рельефа. Крупные карстовые формы и их совокупности. Генерализованный рисунок нарушений сплошности зависит от направления и интенсивности тектонических движений	Турбулентное движение локализованных потоков по трещинам и карстовым каналам. Используются понятия о гидродинамической зональности карстовом массиве, карстовом водоносном горизонте	Свойства тела определяются условиями структурно-тектонического развития территории Методы среднемасштабных дистанционных, геологических, геофизических, гидродинамических, гидрохимических, геоморфологических, карстологических, спелеологических, инженерно-геологических исследований. Математическое и физическое моделирование. Выявляется или прогнозируется пространственное положение карстовых систем по комплексу факторов

**Элементы структур карстовых массивов: условные уровни и методы исследований**  
 (по V.N. Kataev, K.A. Gorbunova [124]; В.Н. Катаеву [37])

Уровень, площадь исследований, м <sup>2</sup>	Основные характеристики элементов		Методы исследования
<b>VI</b> <b>РЕГИОНАЛЬНЫЙ</b> <b>10<sup>8</sup> - 10<sup>10</sup></b>	<b>10<sup>4</sup> - 10<sup>5</sup></b>	Крупные тектонические блоки, сложенные комплексами пород ненарушенных или дислоцированных группами разрывных или (и) складчатых структур локального уровня. Фрагменты глубинных разломов. Зоны фациальных замещений. Поля развития карстовых форм локального уровня	Геологическое тело оценивается по комплексу условий, контролирующих карстовый процесс: климатических, геологических, гидрогеологических, структурно-тектонических, фациальных. Используется комплекс мелкомасштабных дистанционных (космо- и аэро-), геологических, гидрогеологических, геофизических методов
<b>VII</b> <b>ГЛОБАЛЬНЫЙ</b> <b>более 10<sup>10</sup></b>	<b>более 10<sup>5</sup></b>	Зоны глубинных разломов. Территории распространения карстующихся пород в пределах тектонических структур I и II порядков	Используются понятия о северной и южной земных полусферах, климатической и высотной зональности, платформенных, переходных и горно-складчатых обстановках, карстосфере. Создание концептуальной модели карста

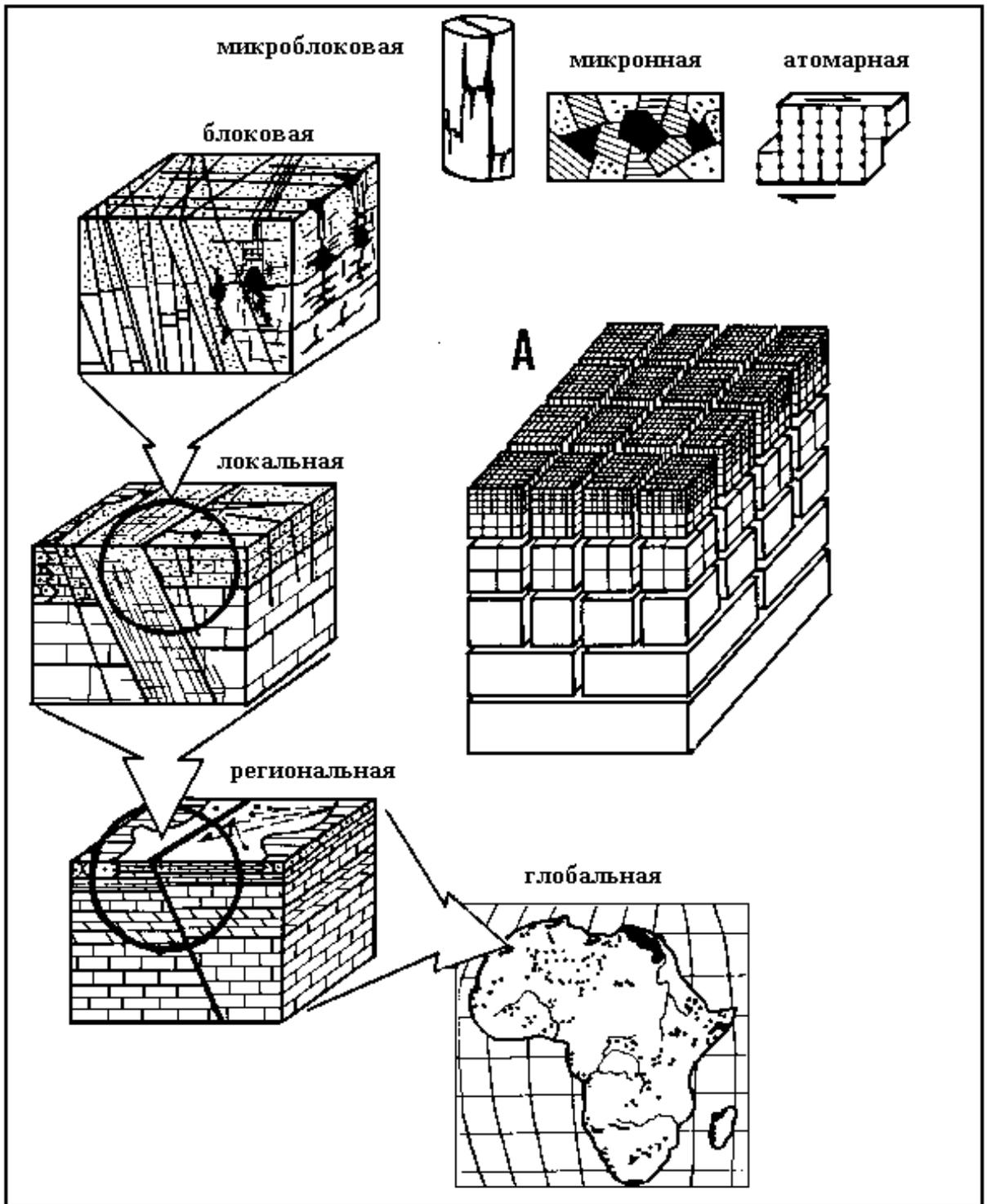


Рис.1. Диаграмма соотношения основных групп структурных элементов карстовых массивов. А – идеальная модель структуры карстового массива (по С. Drogue [113] с изменениями V.N. Kataev, K.A. Gorbunova [124])

В.Н. Дублянским и Т.З. Кикнадзе [29], с учетом рекомендаций Г.А. Максимовича [61] таким образом: IV уровень – ничтожные, V уровень – очень малые и малые, VI уровень – небольшие и средние, VII уровень – большие.

Представленные в таблице морфометрические характеристики структурных элементов сопоставимы с параметрами нарушений сплошности в соответствующих классах, предложенных М.В. Рацом и С.Н. Чернышевым [89] к использованию в инженерно-геологической и геологической практике.

Иерархическое подразделение выполнено таким образом, что особенности свойств геологических тел каждого уровня определяются закономерностями явлений в геологических телах предыдущего и контролируются распределением структурных элементов геологических тел последующего уровня. Иными словами, при изучении распределения форм карста в пределах локальной тектонической структуры (V – локальный уровень) необходимо и целесообразно исследовать структурные элементы и явления, контролируемые ими, на IV (блоковом уровне) с учетом региональной структурно-тектонической, гидрогеологической и т.д.) ситуации VI регионального уровня. При этом состояние пород на первых трех уровнях не детализируется, а принимается квазиизотропным.

Считая, что каждому условному этапу эволюции массива соответствует появление новых структурных элементов большего масштаба и частичное или полное сохранение элементов предыдущего этапа, предложенная иерархия структурных элементов принципиально отражает качественное развитие массива от I до VII уровня.

Развитие любого геологического процесса обуславливается и направляется многочисленными факторами [лат. factor делающий, производящий] – причинами, движущими силами совершающегося процесса, существующими в определенных обстановках-условиях. Наиболее важные причины образования карста впервые, вероятно, были определены Ф.П. Саваренским в 1933г. Развивая взгляды Ф.П. Саваренского, Д.С. Соколов [62] наиболее точно сформулировал условия карстообразования, являющиеся в настоящее время общепризнанными: наличие растворимых горных пород, их водопроницаемость; наличие в массивах движущихся вод, обладающих растворяющей способностью.

Перечисленные условия карстообразования остались практически неизменными, что нельзя сказать о факторах процесса. Их перечень меняется в зависимости от целей карстологических исследований, природных и природно-техногенных обстановок развития карста на исследуемых площадях. Количество оцениваемых факторов варьирует в различных работах от 10 до 100, в редких случаях более. Данная ситуация свидетельствует о том, что процесс поиска универсального набора факторов карстообразования не закончен, а вследствие этого в области теории карстоведения задача построения различных классификаций карстогенетических факторов, анализа их теоретической и практической значимости остается актуальной.

Относительно геологического тела, каким является карстовый массив, логично объединить факторы, определяющие важнейшие черты карстообразования в следующие основные группы: химические, физические, геологические, гидрогеологические, антропогенные. На подобной методической основе в зарубежной карстологической литературе построены системы координат развития, например, карстовых ландшафтов.

Прежде чем приступать к анализу развития и состояния массива горных пород исследователь должен иметь представление о соотношении наиболее общих методических понятий, которыми он собирается оперировать в теоретических построениях. Именно в методических целях и строятся все системы координат развития геологических или инженерно-геологических процессов. Рассмотрим один из возможных вариантов системы координат развития карстового массива в наиболее общих понятиях.

Развитие геологического тела, в состав которого входят растворимые горные породы, необходимо рассматривать как процесс взаимодействия его элементов во времени и пространстве. Представим четырехуровневую условную систему координат, в которой происходят данные взаимодействия. Графически система координат представлена на рис. 2.

«*Внутримассивная система*» отражает сложнейший комплекс физико-химических отношений элементов массива, в результате которых происходит качественно-количественное накопление морфометрических и морфологических изменений элементов, включая и карстовые формы, обуславливающее особенности механизма карстового процесса. На этом уровне массив представляется геологическим телом с конкретными геометрическими параметрами и свойствами, определение которых производится в лабораторных или полевых условиях для целей конкретной, как правило, инженерной задачи. Карст в данном случае рассматривается только как процесс, создающий специфические формы (поверхностные или подземные). Часто построение модели массива в данной системе производится с учетом какого-либо фонового фактора. Например, геологического – характер и мощность покровных отложений; гидрогеологического – положение водного уровня; климатического – количество осадков; техногенного – наличие горных выработок и т.д. Исследования на данном уровне могут иметь прогнозный характер только для периода существования изучаемой карстовой формы или для особенностей взаимодействий «массив – сооружение», влияющих на развитие изучаемой формы, группы форм карста или на условия строительства и эксплуатации сооружения. Понятие «условия развития массива» в данной системе координат используется в качестве информации, не имеющей влияния на итог моделирования.

«*Локальная система*» объединяет такие понятия, как «явление», «процесс», «форма». Массив в локальной системе рассматривается как геологическое тело, в пределах которого карстовые явления характеризуются специфическими процессами и комплексами типичных форм. В системе детализируется взаимоотношение не единичных элементов, а их совокупностей: классов, типов, групп. Например, карстовая дренажная система, система трещин, зоны дробления и др.

Очевидно, что для изучения карстового явления в пределах массива абсолютно недостаточно сведений о формах карста без учета процессов, создавших эти формы, и наоборот. Исследователь вынужден дополнительно учесть «внутримассивную систему» на участках детализации исследований. Распределение карстовых форм и развитие карстового процесса в данной си-

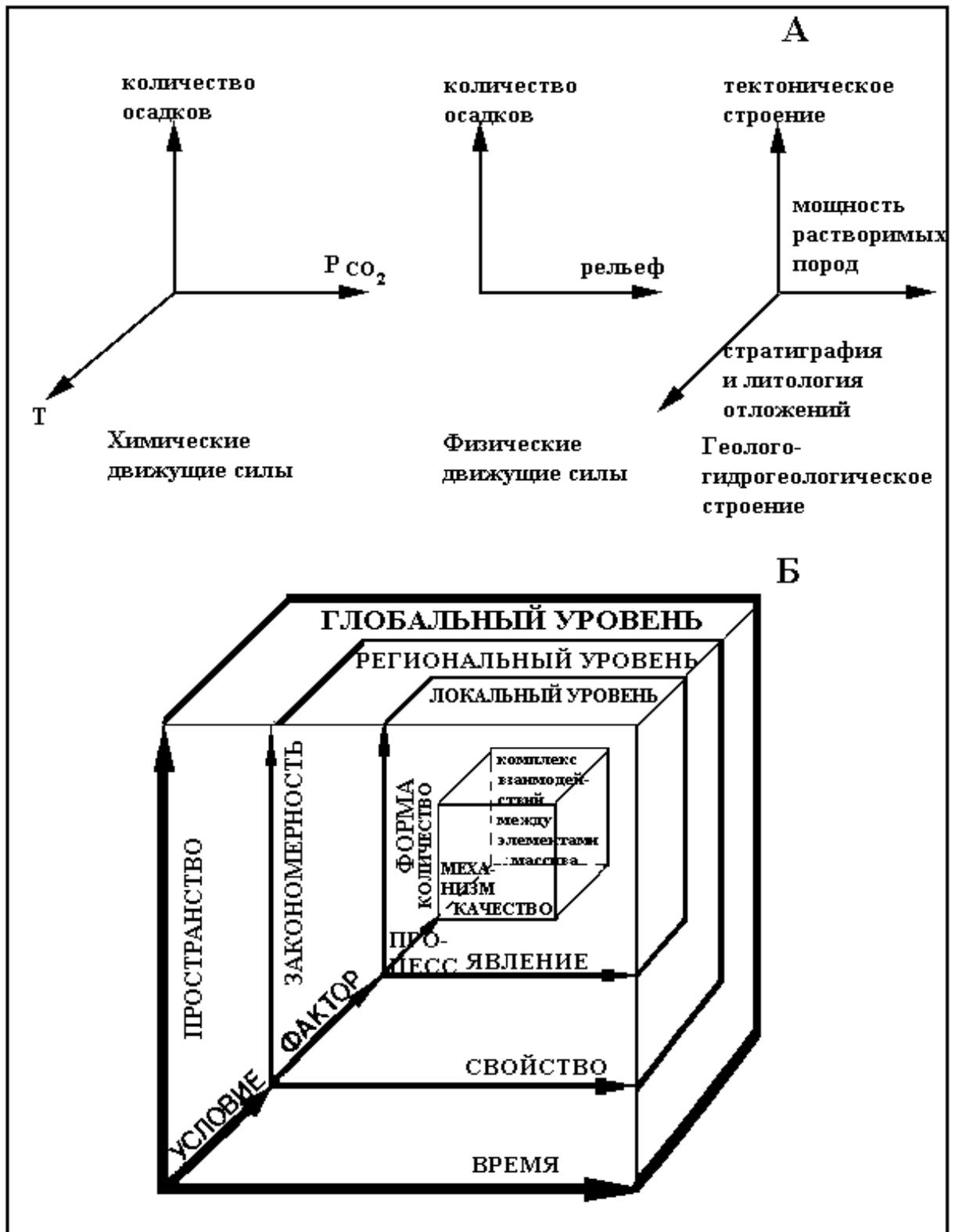


Рис. 2. Системы координат развития карстовых массивов. А – по W.B. White [147]; Б – по V.N. Kataev [122]

стеме координат уже имеют пространственную и временную закономерность регионального уровня, определяемую свойствами массива и комплексом факторов, направляющих развитие этих свойств.

«Региональная система» объединяет понятия «свойство», «фактор», «закономерность». В данной системе карст рассматривается как свойство массива закономерно изменяться в пространстве и времени через комплекс рельефообразующих, минерало- и породообразующих, гидродинамических, гидрохимических, климатических и биологических явлений. Скорость реализации свойства регулируется характером взаимодействия и сочетанием факторов.

«Глобальная система» отражает влияние на карст геологического пространства и геологического времени, развитие которых в свою очередь определяет общие геолого-климатические условия существования карстовых регионов.

Приведенная схема координат разделена на уровни условно в методологических целях. В реальных обстановках все составляющие систем координат тесно взаимосвязаны и взаимозависимы. Система координат применима не только для анализа развития структур карстового массива в целом, но и для анализа структур на каждом из вышеперечисленных методических уровней исследований.

### Глава 3

## СООТНОШЕНИЕ ТРЕЩИНОВАТОСТИ И ЗАКАРСТОВАННОСТИ

### 3.1. ХАРАКТЕРИСТИКИ ОБСТАНОВОК ИНТЕНСИВНОГО И ГЛУБИННОГО КАРСТООБРАЗОВАНИЯ

Деформации растяжения, возникающие при разгрузке напряжений приповерхностных толщ, способствуют образованию и раскрытию разномасштабных трещин, увеличению проницаемости массивов и, как следствие, активизации экзогенных процессов, стремящихся к нивелировке поднятий. Карст в районах распространения растворимых пород, среди этих процессов занимает ведущую позицию.

Деформации растяжения в комплексе с эрозионными проявлениями обуславливают формирование (раскрытие) субгоризонтальных и субвертикальных трещин, более интенсивных на участках с большей амплитудой подъема.

Карстопроявления территориально совпадают со сводами или апикальными зонами древних структур, зонами и участками повышенной, локализованной трещиноватости и водообильности пород неотектонических поднятий. Исключительна роль эрозионных врезов в процессе снятия избыточного напряжения. Локализованная разгрузка вертикальных напряжений обуславливает раскрытие горизонтальных трещин в пределах долин рек, а разгрузка горизонтальных напряжений приводит к формированию систематизированных параболических трещин бортового отпора. В условиях речных долин оба вида трещин обуславливают гидродинамическое своеобразие массивов.

Элементы ослабления массивов горных пород (зоны с высокой плотностью системных трещин, зоны дробления, разломы и др.) более динамичны в

тектоническом и, как следствие, в гидрогеологическом и гидрохимическом отношении, о чем свидетельствуют результаты исследований Н.Д. Буданова [11, 12] на Урале, Г.К. Михайлова и др. [71] на Уфимском плато, В.Д. Скарятин [93] в Терско-Сунженской зоне Северного Кавказа и многих других специалистов в области гидрогеологии.

Наиболее представительны в гидрогеологическом отношении трещинные зоны локальных тектонических структур. Так, на Уфимском плато для глубоких речных долин участков тектонических поднятий характерны наибольшие удельные водопритоки (Дороховское поднятие – 16 – 133  $\text{дм}^3/\text{с} \times \text{км}$ , Биявашское и Петропавловское поднятия – 34 – 120  $\text{дм}^3/\text{с} \times \text{км}$ , Каменское поднятие – 17 – 55  $\text{дм}^3/\text{с} \times \text{км}$ ). За пределами водообильных участков поднятий удельный приток подземных вод изменялся от 1 до 10  $\text{дм}^3/\text{с} \times \text{км}$  [71].

Локальная или зонально-локальная трещинная проницаемость характерна не только для зоны активного водообмена, но и для более глубоких горизонтов. Имеющееся в нефтяной геологии деление углеводородных залежей в трещинных коллекторах на пассивные (бедные) и активные (богатые) или соответственно на внутриблоковые и межблоковые фактически отражает неоднородность структурных элементов массива по их трещинной проницаемости. В Терско-Сунженской зоне Северного Кавказа трещинные коллекторы пассивных залежей верхнего мела содержат пластовые воды с минерализацией 1100 мг-экв/ $\text{дм}^3$ , в то время как среднее значение минерализации для активных зон составляет 1250 мг-экв/ $\text{дм}^3$  [93].

Величина трещинной проницаемости пласта будет зависеть от раскрытости трещин, а раскрытость – от соотношения величин бокового горного давления в массиве и пластового давления. Так, для карбонатных коллекторов башкирского яруса Урало-Поволжья, как указывает В.Д. Викторин [18], величина пластового давления в интервале глубин 500 – 3000м приблизительно равна или (в зависимости от пористости) превышает величину бокового горного давления. При этом чем выше пористость пласта, тем ниже воздействие бокового горного давления. Следовательно, существование активной флюидопроницаемой трещинной среды на сравнительно больших глубинах зависит от структурно-текстурных особенностей пород (в частности пористости), их механических характеристик (жесткости) и внешних геодинамических параметров – вертикального и горизонтального тектонического стресса. В.Д. Викторин на примере ряда месторождений Урало-Поволжья делает вывод, что высокопористые породы должны быть более трещиноваты, чем низкопористые, но в низкопористых эффект трещинной проницаемости более очевиден.

Анализируя типы и свойства коллекторов подсолевой толщи Прикаспийской синеклизы, К.И. Багринцева и Г.Е. Белозерова [5] отмечают, что в пределах пограничной зоны между региональными тектоническими структурами или в породах локальных структур (например, Карачаганакское месторождение) вертикальная трещиноватость встречается повсеместно как в плотных, так и пористых слоях. Здесь наблюдается максимальная раскрытость вертикальной трещиноватости (от 5 до 300мкм), ее интенсивность с глубиной не уменьшается, а высокая плотность (0.6 – 1.85 $\text{см}/\text{см}^2$ ) и ориентировка трещин сохраняются.

Вместе с тем глубинные трещинные коллекторы представлены не только вертикальными, но и горизонтальными трещинами (рифовые массивы Карачаганакского месторождения и месторождения Тенгиз, верхняя продуктивная толща месторождения Жанажол).

Анализ результатов исследований трещинных коллекторов приводит к следующим выводам:

- глубинные (глубина свыше 4000м) трещинные коллекторы представлены вертикальными и горизонтальными трещинами;

- вертикальные трещины в пределах тектонических дислокаций (складчатых или разрывных) имеют максимальное раскрытие и проницаемость;

- вертикальные трещины вне локальных структур или пограничных структурных зон имеют максимальное развитие в «жестких», низкопористых породах (пористость от 0 до 3%);

- горизонтальные трещины характерны для массивов с пластовым строением, сложенных «мягкими» высокопористыми породами (пористость от 6%);

- на степень раскрытости и проницаемости трещин оказывают влияние «внутренние» факторы – структурно-текстурные особенности пород, иными словами их литофациальная принадлежность и «внешние» факторы – соотношение вертикального и горизонтального горного давления, определяемые структурно-тектонической принадлежностью массива, его геологическим строением и эволюцией тектонического режима региона, направляющих постседиментационные преобразования (перекристаллизацию, кальцитизацию и др.);

- в силу зональности постседиментационных преобразований, связанных с инфильтрацией (в верхней зоне - растворение, в нижней – осаждение) происходит разделение пласта по проницаемости в процессе его погружения в зону высоких значений бокового горного давления: вертикальные трещины кольматируются, горизонтальные могут получить дополнительное раскрытие. Толща с глубиной становится более проницаема по латерали;

- с трещиноватостью тесно связана поровая и каверновая проницаемость. Первичная пористость, зависящая от условий накопления и ранних диагенетических преобразований осадков, как правило, малопродуктивна и заполнена минералами вторичных генераций. Относительно высокие коллекторские свойства пород связаны с «гнездами» и зонами вторичной пористости и кавернозности, образованными унаследованно по первичным порам и вновь образованным водопроявляющим трещинам.

Обычно в карбонатных толщах выделяют следующие основные типы коллекторов: поровый, трещинный, каверновый и их комбинации: трещинно-поровый, каверново-поровый, каверново-трещинный. Вместе с тем в ряде работ, посвященных результатам изучения Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, а также в зарубежных публикациях убедительно показана роль карстового процесса в формировании нефтегазовых коллекторов и предложена подробная классификация залежей нефти и газа в карстовых коллекторах [49, 64 – 68].

В процессе геологической эволюции земной коры растворимые горные породы тектоническими движениями могут быть неоднократно выведены на поверхность, где они подвергаются интенсивному воздействию экзогенных, в том числе карстовых процессов. Вертикальные поступательные движения способствуют прохождению горных пород через различные гидрогеохимические зоны. Согласно схеме предложенной Г.А. Максимовичем в 1964г., в гидрогеохимическом и гидродинамическом разрезах платформ выделяются три зоны (снизу вверх): гидрогалогенеза (засоления), гидрогенеза (выщелачивания), эпигидрогенеза (подземного интенсивного выветривания). Каждая из выделенных зон характеризуется не только специфическими гидрогеохимическими процессами, но и определенными гидродинамическими параметрами, являющимися отражением структуры породной толщи. Позднее взаимозависимость гидрогеохимических процессов, гидродинамических параметров и структурно-тектонических особенностей была детализирована для нефтегазоносных областей Волго-Уральского региона [33, 49, 64, 68].

В карбонатных породах карстовые полости присутствуют практически во всех выделенных гидрогеохимических зонах. В зонах эпигидрогенеза и гидрогенеза интенсивное выщелачивание происходит на путях проникновения в массив инфильтрационных и инфлюационных вод по субвертикальным трещинам и каналам, а также субгоризонтальным каналам перетока к локальным очагам разгрузки. В пограничных условиях между зонами гидрогенеза и гидрогалогенеза выщелачивание происходит на путях регионального, субгоризонтального стока в порово-каверновом или трещинном пространстве. В зоне гидрогалогенеза преобладают обстановки засоления и метаморфизма вод. Здесь при условии стабильного погружения формирование полостей выщелачивания исключается, поскольку в результате относительного гидрохимического равновесия реализуется стадийный процесс гидрохимического кольматажа. Кальцит выпадает из хлоридно-натриево-кальциевых рассолов в виде микрокристаллической оторочки, а затем полностью заполняет каверны крупными кристаллами. Трещины заполняются только микрокристаллическим кальцитом. Известны случаи, когда кальцитизация частично или полностью изолировала нефтяные залежи в карбонатном коллекторе от нижележащего водоносного горизонта [60, 63, 64]. Но и в условиях гидрогалогенеза присутствуют карстовые полости, фиксируемые при бурении [62, 103 – 105]. Периоды зарождения карстовых полостей, вскрываемых горными выработками и скважинами, традиционно связывались с периодами вывода карстующихся отложений на поверхность, т.е. с инфильтрационными циклами осадконакопления. Полости генетически относились к палеоформам заверщенного развития.

Вместе с тем гидрохимические обстановки в интервалах вскрытия карбонатных трещинно-карстовых коллекторов, например в условиях закрытых артезианских бассейнов на глубинах до 2000м, свидетельствуют о том, что воды сохраняют агрессивность к отдельным карстующимся породам. Подземные воды на указанных глубинах, как правило, кислые ( $\text{pH} < 7$ ) [105].

Рассматривая гидротермодинамические и гидрогеохимические условия глубоких горизонтов А.В. Шурубор и И.Н. Шестов [105] предполагают, что соляной и сульфатный типы карста ограничены глубинами до 2000м, а карбо-

натный – до 4000 – 5000м. Относительная активность карбонатного карста на этих глубинах определена фактором выделения из глинисто-карбонатных пород свободной углекислоты. Здесь обстановки развития карста могут быть тесно связаны с преобразованием нефтяных и газовых залежей. Например, на Краснокамском месторождении нефти (Урало-Поволжье) концентрация углекислоты в подземных водах достигает 1000мг/дм<sup>3</sup>. Вообще же для Урало-Поволжья на глубинах 500 – 1200м выделяется зона с повышенным содержанием CO<sub>2</sub> (до 2 – 8%) в воде и в водо- нефтерастворенном газе. Наиболее высокие концентрации углекислоты отмечаются в скважинах, расположенных в непосредственной близости от тектонических разломов.

На глубинах свыше 4000 – 5000м карст в виде узких каналов, развитых по трещинам, возможен под влиянием перегретых вод, обогащенных углекислотой в зонах разуплотнения пород («инжекционные формы карста» по И.Н. Шестову). Такие формы встречены, например, в районах Прикаспийской, Черноморской, Средиземноморской впадин.

В качестве резюме отметим, что развитие карстовых форм на относительно больших глубинах возможно при реализации определенных условий, создаваемых тектоническим режимом:

- во время стадии стабильного погружения территории карстовые полости, сформированные ранее в зоне активного водообмена, выводятся в зону затрудненного и весьма затрудненного водообмена. Проницаемость полостей выщелачивания зависит от их объема, степени заполнения рыхлыми отложениями и кальцитизации;
- на стадии инверсии направленности тектонических движений от погружения к воздыманию происходит нарушение гидрохимического режима глубинных зон, способствующее активизации растворения карбонатов за счет увеличения скоростей региональной фильтрации, возникновения или оживления субвертикальных разломов и сопутствующих им трещин, по которым происходит разгрузка флюидов, богатых углекислотой, соединениями фосфора, хлора. Одновременно происходит нарушение термодинамического режима. В краевых частях древних платформ подобные процессы имеют пространственно-временную взаимосвязь с периодами активизации тектонических подвижек в регионах примыкания к геосинклиналям, подвижным поясам, молодым платформам. Процесс растворения на больших глубинах в максимальной степени проявляется в гидрогеологически активных зонах: субвертикальных – зонах региональных разломов; субгоризонтальных – зонах горизонтальных трещин, фрагментах древних карстовых дренажных систем, вдоль поверхностей напластования и размыва. Все перечисленные элементы массивов, определяющие их гидродинамические особенности, получают дополнительное раскрытие на больших глубинах за счет тангенциальных подвижек.

Принципиальные обстановки развития карста – одна из граней теоретической модели карста. Оставляя за рамками настоящего раздела рассмотрение нетрадиционных литологических типов карста, приведем краткий обзор обстановок образования и развития карста в карбонатных, сульфатных и со-

ляных породах с акцентом на их геологических (литологических и структурно-тектонических) характеристиках.

Г.А. Максимович [57] в качестве основных выделил пять типов обстановок образования, распространения и условий залегания карстующихся горных пород, а следовательно и обстановок развития карста: I – геосинклинальную, II – переходную краевых прогибов, III – платформенную, IV – современную континентальную и V – современную морскую. Рассмотрим первые три типа обстановок, поскольку они включают более чем 90% древних, новейших, регенерированных и современных карстопоявлений, наиболее представительных по морфолого-морфометрическому разнообразию.

Горно-складчатые области от областей краевых прогибов и платформ отличаются большей мощностью активно карстующихся толщ, их большим литолого-химическим разнообразием, дизъюнктивной неоднородностью.

Карстующиеся отложения горно-складчатых зон характеризуются мощным карбонатным комплексом (суммарная мощность по типам свыше 7000м) с большой долей доломитов, наличием окварцованных и окремнелых известняков и мраморов (результат контактового и регионального метаморфизма).

Осадочный чехол краевых прогибов и платформ характеризуется карбонатным и карбонатно-терригенным комплексами карстующихся отложений меньшей мощности нежели в горно-складчатых областях (суммарная мощность по типам: краевых прогибов – свыше 3500м, платформ – свыше 3000м). В разрезах уменьшается роль доломитов, отсутствуют силикатная составляющая пород, мраморизованные известняки и мраморы. Основу разреза составляют слоистые известняки и доломиты.

Сульфатные и соляные комплексы отложений присутствуют во всех трех геоструктурных обстановках с преобладанием пластов и пластообразных залежей гипс-ангидритов, а также наличием соляных куполов в краевых прогибах и в осадочном чехле платформ (табл.6).

Среди структурно-тектонических особенностей геоструктурных зон выделим восемь наиболее общих характеристик, позволяющих конкретизировать неоднородность карстовых массивов: I – особенности структуры; наличие: II – глубинных разломов, III – региональных разломов, IV – региональных дизъюнктивов горизонтального перемещения, V – локальных малоамплитудных разломов, VI – зон дробления и трещиноватости; VII – особенности складчатости и VIII – залегание пород (табл.7).

Основное различие массивов горно-складчатых и платформенных областей заключается в их структурах. Структура горно-складчатых массивов состоит из сочетания тектоблоков, сложенных дислоцированными породами, перемещенных относительно друг друга вертикально и горизонтально по разнопорядковым разломам взбросо-сбросового и надвиго-сдвигового типов. На платформах породы тектоблоков имеют субгоризонтальное залегание, а сами тектоблоки испытали, как правило, относительно вертикальное перемещение по разломам взбросо-сбросового характера.

**Литологические характеристики обстановок развития карста  
(по В.Н. Катаеву, К.А. Горбуновой [38])**

<b>Геоструктурные обстановки</b>		
<b>горно-складчатые</b>	<b>краевых прогибов</b>	<b>платформ</b>
<b>КАРБОНАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ</b>		
Известняки, доломитизированные известняки, массивные (до 2000 – 4000*) Известняки органогенные и доломитизированные, толсто-, средне-, тонкослоистые (от 10 до 100 – 1500) Известняки и доломиты окремненные (50 – 800) Известняки кварцевые и кварцитовые с конгломератами (до 400) Известняки мраморизованные и доломиты, переслаивающиеся с некарстующимися породами, часто сланцами (200 – 300)	Известняки и доломиты, переслаивающиеся с мощными слоистыми некарбонатными толщами (100-700)	Известняки и доломиты массивные (100 – 1000)  Известняки органогенные, переслаивающиеся с доломитом и глиной (150 – 800)
Доломиты массивные (до 100) Прослои мраморов слоистых и однородных (первые метры) среди вулканогенных, терригенных и карбонатных образований Известняки рифогенные с биоморфной структурой, массивные и плотные, иногда обломочно-глыбовые, окремненные, слабодоломитизированные, битуминозные (от 50 до 200)	Доломиты с прослоями аргиллитов (до 1500)  Известняки и доломиты рифовых массивов (до 1000).	Известняки и доломиты, чередующиеся с обломочными отложениями (50 – 500)  Доломиты пластовые (от 30 до 120)  Известняки и доломиты рифовых массивов (до 250)
	Переслаивающиеся известняки, доломиты и мергели (от 10 до 500)	Пласты писчего мела (до 100). Меломергельные пласты (до 200) Переслаивающиеся известняки, доломиты и мергели (от 10 до 500)
<b>СУЛЬФАТНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ</b>		
Пласты и пластообразные залежи гипс-ангидритов, переслаивающихся с некарстующимися породами (аргиллитами, загипсованными глинами) и карстующимися (известняками, доломитами, мергелями)		
(10 – 100, реже 200)	(от 60 до 280)	(от 50 до 300)
	Пласты и пластообразные залежи гипсов и ангидритов	
	(10 – 100)	(40 – 50)
	Гипсовые и глинисто-гипсовые шляпы в сводах соляных структур	
	(до 20)	
<b>ОТЛОЖЕНИЯ КАМЕННЫХ СОЛЕЙ</b>		
Пластовые залежи каменных и калийных солей (от 120 до 700)		
	Ядра соляных куполов	

\* МОЩНОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ, м

**Структурно-тектонические характеристики обстановок развития карста (по В.Н. Катаеву, К.А. Горбуновой [38])**

<b>Геоструктурные обстановки</b>		
<b>горно-складчатые</b>	<b>краевых прогибов</b>	<b>платформ</b>
<b>СТРУКТУРА</b>		
Складчато-блоковая или моноклинально-блоковая, характеризующаяся горизонтальными и вертикальными перемещениями блоков	Блоковая, характеризующаяся преимущественно вертикальными перемещениями блоков	
<b>ГЛУБИННЫЕ РАЗЛОМЫ</b>		
Разграничивают геоструктурные области (длина до 550 км, ширина до 10 – 15 км, амплитуда в осадочном чехле от 0,5 до 3 км), обуславливают наличие зон повышенной сейсмичности и трещинно-разрывных зон повышенной проницаемости пород осадочного чехла (на окраинах платформ и в прогибах) шириной до 50 км		
<b>РЕГИОНАЛЬНЫЕ РАЗЛОМЫ ВЗБРОСО-СБРОСОВОГО ХАРАКТЕРА</b>		
Обуславливают наличие участков и зон повышенной сейсмичности и проницаемости		
Протяженность до 200 км. Амплитуды в осадочном чехле до 2 км	Протяженность до 170 км. Амплитуды в осадочном чехле от 0,2 до 1 км	Протяженность от 100 до 350 км. Амплитуды в осадочном чехле от 0,2 до 1,5 км
<b>РЕГИОНАЛЬНЫЕ ДИЗЪЮНКТИВЫ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ПЕРЕМЕЩЕНИЯ ПОРОД ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА</b>		
Шарьяжи: амплитуда от 15 до 60 км Надвиги: протяженность от 50 до 150 км, амплитуда от первых сотен метров до 2,5 – 10 км		
<b>ЛОКАЛЬНЫЕ МАЛОАМПЛИТУДНЫЕ СБРОСО-ВЗБРОСОВЫЕ И НАДВИГОВЫЕ ОПЕРЯЮЩИЕ РАЗЛОМЫ</b>		
Вертикально-горизонтальные перемещения блоков пород Амплитуды: горизонтальные 0,15 – 0,20 км, вертикальные до 0,05 км	Вертикальные перемещения блоков пород осадочного чехла в пределах структур поперечного изгиба. Амплитуды до 0,05 км	
<b>ЗОНЫ ДРОБЛЕНИЯ И ТРЕЩИНОВАТОСТИ В ПРЕДЕЛАХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР НИЗКИХ ПОРЯДКОВ</b>		
Ширина от 0,05 до 0,25 км	Ширина от 0,3 до 3 км	
<b>СКЛАДЧАТОСТЬ</b>		
Полная тангенциального продольного сжатия, перемежающаяся со складчатостью поперечного изгиба	Прерывистая поперечного изгиба	
<b>ЗАЛЕГАНИЕ ПОРОД</b>		
Крутое от 25 до 85 градусов	Пологое (от 20 мин. до 1 градуса 20 мин.), более крутое на крыльях пликативных структур (1 – 5 градусов), соляных куполов (10 – 80 градусов)	

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

Региональные разломы являются наиболее протяженными системами в горно-складчатых областях (до 200км), «укорачиваясь» на платформах до 100км. Аналогично изменяются и их амплитуды: от 2.0км в складчатых регионах до 1.5 – 1.0км в осадочном чехле прогибов и платформ.

Зоны разломов кольматируются перетертой горной массой, осложняются интрузиями и др. и вследствие этого становятся фрагментарно водопроницаемыми. Их водообильность определяется частичным раскрытием в результате неоподвижек и современной сейсмичности, особенно на участках пересечений с относительно молодыми нарушениями.

Характерной особенностью складчатых областей являются дизъюнктивы горизонтального перемещения – шарьяжи и надвиги. С надвигами связаны многочисленные карстопроявления (например, в Западно-Уральской зоне складчатости). Амплитуды надвигов изменяются от 0.1км до 10.0км и более.

На локальном уровне карстовые формы, как правило, пространственно соответствуют зонам трещиноватости и дробления пород. В горно-складчатых областях зоны трещиноватости в породах складок или моноклиналиных структур более узкие: от 0.05 до 0.25км по сравнению с платформами и прогибами, где ширина трещинных зон колеблется от 0.3 до 3.0км, а их интенсивность зависит от амплитуд изгиба, механических свойств пород и конфигурации складки [40].

Характер складчатости, механизм ее образования, а также морфологические ряды складок существенно отличаются в разных геоструктурных зонах. Не останавливаясь на морфологии складок, отметим, что по механизму образования в горно-складчатых областях преобладают складки тангенциального или продольного сжатия, зонально перемежающиеся со складками поперечного изгиба пород [8, 9], в то время как в прогибах и на платформах преобладает прерывистая складчатость поперечного изгиба. Характер и рисунок разрушения пород зонами трещиноватости и дробления определяют закономерности пространственного распределения карстовых форм в пределах каждого механического типа складок [40, 85].

Залегание пород является также характерной особенностью геоструктурных областей. Для складчатых областей углы залегания пород изменяются от 25 до 85 градусов и более, в прогибах и на платформах залегание пород пологое – в пределах 1 – 2 градусов, за исключением пород, слагающих локальные тектонические структуры и соляные купола, где углы залегания пород могут изменяться от 1 – 5 до 60 – 80 градусов. Особенности залегания пород влияют на интенсивность карстообразования и морфологию карстопоявлений, что было отмечено еще А. Крүбером в 1912 г.

## 3.2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТРЕЩИН В ПЛАСТЕ ОСАДОЧНЫХ ГОРНЫХ ПОРОД. ЭЛЕМЕНТЫ АНАЛИЗА ТРЕЩИННОЙ СТРУКТУРЫ

### 3.2.1. Трещиноватость эпикарстовой зоны

Особенности строения приповерхностных зон преимущественно карбонатных массивов, рассмотрены в работах P. Williams [148, 149], S. Trudgill [146], D. Ford, P. Williams [116], А.Б. Климчука и др. [43], А.Б. Климчука [42] и многих других исследователей в целях анализа условий карстового морфогенеза и перераспределения инфильтрационных вод.

Совокупность процессов карстового морфогенеза в приповерхностной зоне в западной литературе называется *эпикарстом* [гр. *epi* – на, *poros* – пор, поверхность]. Раскрыв сущность этих процессов, А.Б. Климчук предложил заменить термин «приповерхностная зона» термином *эпикарстовая зона* [42]. В дальнейшем при рассмотрении особенностей строения или протекания процессов в верхней части карстовых массивов использованы термины *эпикарст* или *эпикарстовая зона*.

В общегеологическом смысле строение эпикарстовой зоны соответствует строению зоны выветривания. В свою очередь зональность выветривания обуславливает гидрогеологические особенности приповерхностной части массива. В подзоне интенсивного выветривания (тонкого дробления) за счет коагуляции трещин элювиальными отложениями водопроницаемость невелика. Водопроницаемость возрастает в подзоне мелкого дробления и достигает максимума в верхней части глыбовой подзоны. Далее, в глубину массива, по мере затухания трещиноватости выветривания водопроницаемость нелинейно уменьшается, сохраняясь высокой лишь вдоль крупных секущих трещин и разломов.

Распределение инфильтрационных вод происходит следующим образом: часть стока идет на пополнение почвенных влагозапасов и испарение, часть – на инфильтрацию.

Схематизируя условия, примем водопроницаемость подзоны интенсивного выветривания квазиравномерной по поверхности массива. По мере снижения интенсивности трещиноватости выветривания и уменьшения водопроницаемости пород, скорость нисходящего движения вод замедляется, и сток приобретает преимущественно субгоризонтальную направленность, формируя подвешенный эпикарстовый водоносный горизонт.

Накапливающиеся в подзоне интенсивного выветривания воды срабатываются в блоковую подзону по крупным тектоническим трещинам. Движение вод на границе блоков пород направлено по гидравлическим уклонам к ближайшим тектоническим трещинам. Вблизи трещин-поглотителей формируются депрессионные воронки, радиусы влияния которых определяются поглощающей способностью секущих трещин, водообильностью подвешенного горизонта, густотой сети и рисунком трещин (рис. 3). Не только элементы трещинной структуры влияют на гидродинамические особенности эпикарстовой зоны. На рис. 4 схематично представлено влияние карстовых форм поверхности массива (карров) и карстовых каналов ниже поверхности на конфигурацию уровней подземных вод. Феномен изменения конфигурации уровней подзем-

ных вод эпикарстовой зоны в зависимости от ее трещинно-карстовой структуры был установлен с помощью пьезометров, хотя, как видно из рисунка, и сами пьезометры влияют на водный уровень. Именно поэтому подобные пьезометрические данные должны быть подтверждены какими-либо другими методами, например геофизическими [107].

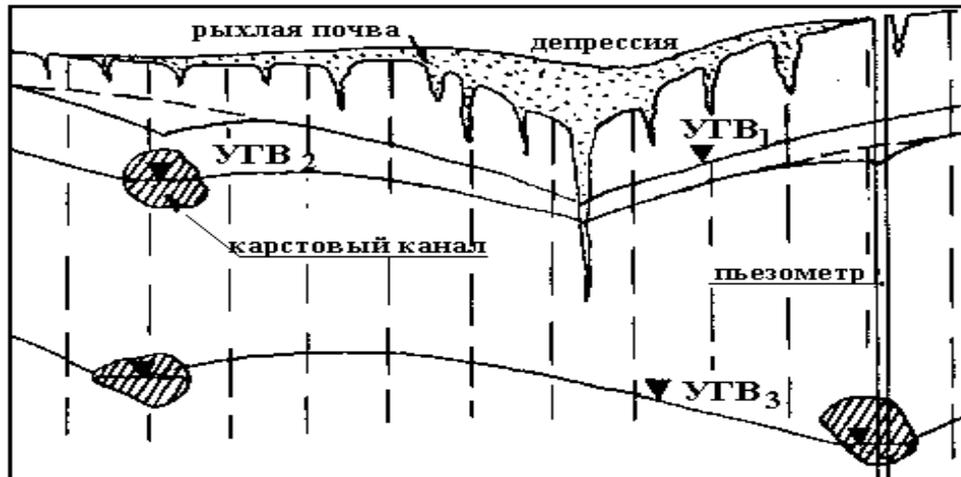


Рис.3. Гидродинамическая схема эпикарстовой зоны (по Р. Williams [148])

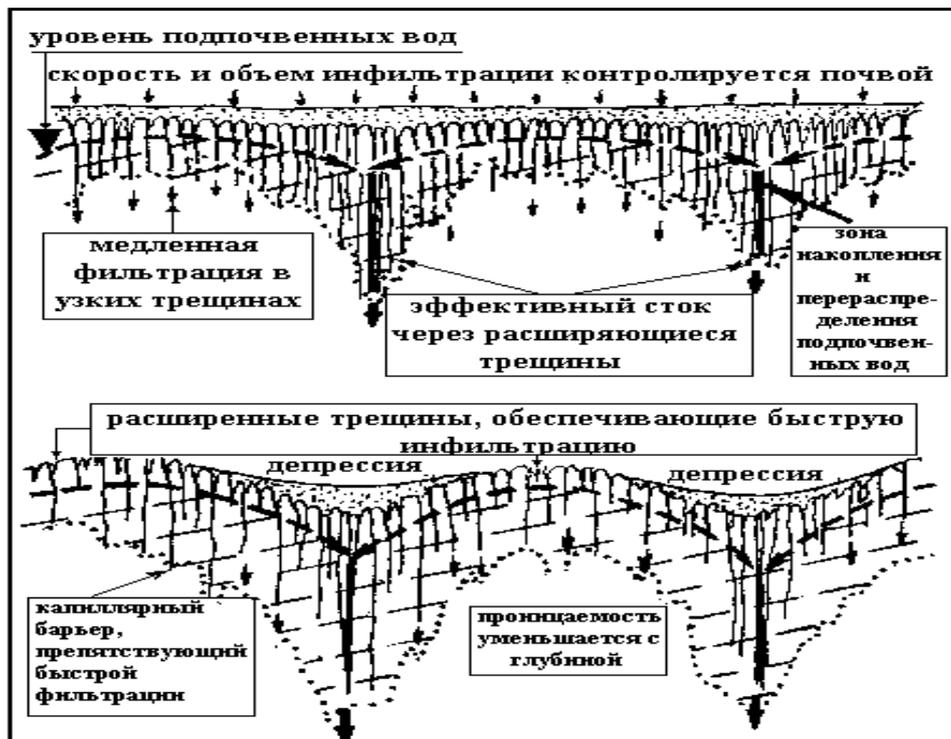


Рис.4. Влияние карстовых форм на изменение конфигурации уровней подземных вод в эпикарстовой зоне (по О. Вонасси [107])

Итак, важнейшими функциями эпикарстовой зоны являются регулирование стока путем накопления запасов вод и их постепенного срабатывания в массив и субгоризонтальное перераспределение стока и его локализация вдоль зон с высокой проницаемостью (эффект «бутылочного горлышка» по Р. Williams).

Очевидно, что глубинные интервалы изменения режима и направления движения подземных вод наиболее благоприятны для развития в них форм растворения. Гидродинамический барьер, образуемый между подзоной интенсивного выветривания и блоковой подзоной, определяет локализацию карстового морфогенеза. Например, в карбонатах выше уровня эпикарстовых вод

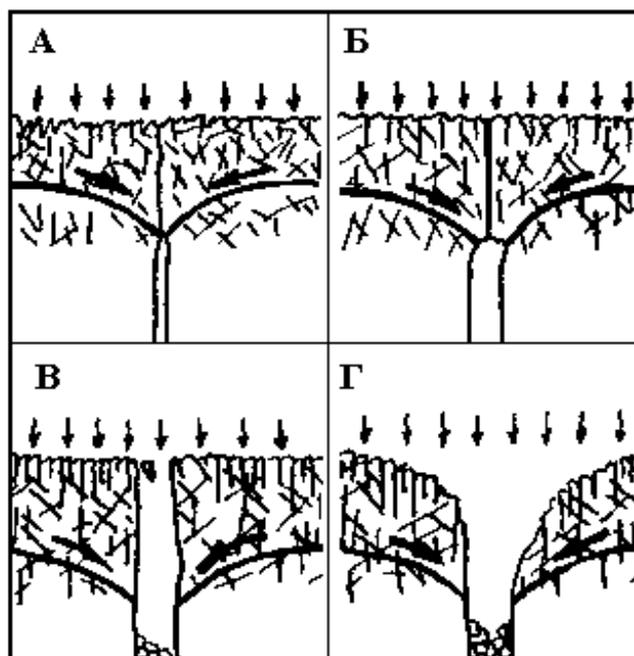


Рис.5. Развитие карстовых форм в приповерхностной зоне массивов (по А.Б. Климчуку и др. [43])

происходит интенсивное растворение пород по трещинам за счет большого содержания двуокси углерода в атмосферных водах и почвах, ниже – достигается равновесие между  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CO}_2$ . Но в местах дренирования горизонта подвешенных эпикарстовых вод, над секущими трещинами относительное химическое равновесие нарушено, а скорости фильтрации возрастают по мере приближения к поглотителю. В результате развиваются формы поверхностного выщелачивания пород – карры и коррозионные депрессии выше уровня эпикарстовых вод, особенно ярко проявляющиеся над депрессионной воронкой, и вертикальные полости ниже уровня эпикарстовых вод за счет коррозионно-эрозионного расширения трещин – поглотителей подземных вод. Один из вариантов поэтапного развития вертикальных полостей представлен на рис. 5.

Отличительной особенностью поверхностей массивов является то, что она разбита трещинами выветривания. Естественно, что на поверхность вы-

ходят трещины и других генетических групп, например тектонические, литогенетические, но они видоизменены агентами выветривания до такой степени, что их идентификация весьма затруднена, а порой практически невозможна. Данное явление особенно характерно для высокогорных массивов и северных широт. Физическое дробление пород, сопровождаемое расширением трещин за счет растворения, приводит к затушевыванию системных трещин, образованию систем гипергенных трещин, а в результате сеть поверхностных трещин становится хаотичной, не поддающейся систематизации. Хаотичность приповерхностной трещиноватости в зависимости от высотно-климатических условий и литологии пород фиксируется до различных глубин. Вероятно, наибольшая глубина нарушения системности трещин характерна для высокогорных массивов. По данным визуальных наблюдений А.Б. Климчука и др.[43] в карстовых колодцах массива Кырктау, хаотичность трещиноватости меняется на системность на глубинах 10 – 20м, где отличия в трещиноватости, характерные для приповерхностной зоны, исчезают.

В целях практики освоения закарстованных территорий возникает необходимость количественной оценки трещиноватости, в том числе и трещиноватости приповерхностной зоны массивов. В любом случае изучение и документация трещиноватости карстовых массивов является сложным и трудоемким процессом, особенно в горных районах, где из-за контрастного рельефа или недостаточной обнаженности трудно, а иногда и невозможно дать количественную характеристику трещиноватости и блочности массива.

Для количественной оценки степени трещиноватости горных пород различными авторами предложен ряд коэффициентов, которые подразделяются на линейные, площадные и объемные. В предыдущих работах мы приводили таблицы этих коэффициентов [82, 83].

Отметим, что для определения степени трещиноватости поверхностей карстующихся массивов целесообразнее всего использовать два показателя: 1) объемную суммарную площадь поверхностей трещин или объемную плотность трещиноватости ( $T$ ) – отношение суммы площадей поверхностей трещин в элементарном объеме породы и 2) объемную суммарную плотность трещин или трещинную пустотность ( $\Pi$ ) – отношение суммарного объема трещин к единице объема массива горных пород.

$$T = \frac{\Delta S}{\Delta V} , \quad (2)$$

где  $\Delta S$  – площадь поверхности всех трещин;  $\Delta V$  – элементарный объем породы.

$$\Pi = \frac{\Delta V_{TP}}{\Delta V} = \sum_{i=0}^n \frac{\Delta \alpha_i}{\alpha_i + \Delta \alpha_i} , \quad (3)$$

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

Данные коэффициенты позволяют учитывать степень относительной раздробленности отдельных участков и суммарную площадь поверхности пород на этих участках, что в карстологическом отношении важно при расчете скоростей денудации, зависящих от удельных поверхностей пород, взаимо-

действующих с водой. По своему содержанию коэффициенты идентичны, что позволяет, зная один из них, легко рассчитать другой. Эти коэффициенты легко могут быть выражены через другие показатели трещиноватости, что существенно облегчает ее количественную оценку в пределах массивов, на отдельных участках, где подобные исследования уже проведены. Последнее положение важно для практики исследований, поскольку для оценки степени трещиноватости различные исследователи используют разные коэффициенты. Например, известны соотношения между  $T$ ,  $L$ , густотой трещин, поверхностной плотностью трещиноватости, коэффициентом трещинной пустотности и другими показателями.

Использование показателей трещиноватости в виде коэффициентов для оценки приповерхностных зон карстовых массивов при решении инженерных задач практикуется широко, однако, следует помнить о том, что не всегда те или иные показатели позволяют обоснованно характеризовать строение массивов и получать данные для оценки их устойчивости. Так, при исследованиях трещиноватости юрских известняков Скалистого хребта на Северном Кавказе (долина р.Черек Балкарский) на площадках в откосах дорожной выемки были использованы коэффициенты трещинной пустотности и блочность пород применительно к той трещиноватости массива, которая определяет обрушение блоков. Сопоставление объемов вывалов по площадкам и коэффициента трещинной пустотности или показателя блочности массива свидетельствует об отсутствии связи между ними, что позволило сделать важный вывод о том, что при изучении трещиноватости в данных условиях основное внимание необходимо уделять оценке пространственного соотношения трещин в породах склона, а не общепринятым показателям.

Выход из сложившейся ситуации был найден в использовании нетрадиционного метода – стереофотосъемки обнажений пород с последующей инструментальной обработкой, позволившей с высокой точностью построить структурные модели массива и выполнить всевозможные измерения [40].

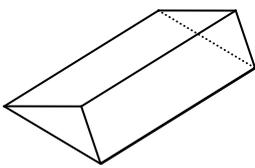
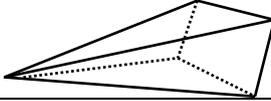
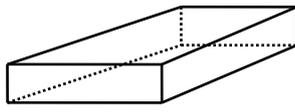
Закономерность пространственного соотношения карстовых форм и трещин проявляется в приповерхностной части массива с невысокой степенью раздробленности, на тех участках, где генетическая принадлежность дизъюнктивов еще может быть определена. Такие участки обычно характерны не для выровненных поверхностей высокогорных или нивальных массивов, а для их склонов, в бортах эрозионных врезов. Здесь можно установить принадлежность блоков пород определенной морфологии к конкретному генетическому типу трещин, что тоже является частной закономерностью, которая обладает косвенными прогностическими функциями при оценке, например, устойчивости бортов искусственных выемок. В табл. 8 приведен пример соответствия формы межтрещинных блоков и трещин различного залегания и генезиса.

Выявление структурных закономерностей приповерхностной части массива и их связи с карстовыми явлениями – сложный процесс, трудоемкий и не всегда эффективный. Тем не менее такие закономерности и такие связи, хоть и в скрытой форме, но существуют в природе. Их установление намного облегчает решение теоретических и практических задач карстологического прогноза. Например, различной степени раздробленности приповерхностной час-

ти массива соответствуют определенные параметры поперечных размеров карстовых форм. На рис. 6, А-Б показана графическая зависимость размеров площадей межтрещинных блоков пород (отдельностей) и размеров площадей карстовых провалов. Для выявления данной зависимости использованы материалы по закарстованности и трещиноватости карстовых районов Паланкареса и Каньяда дель Ойо (Пиренеи), крупнейших карстовых районов Испании и одних из самых значительных в Европе [114].

Таблица 8

**Формы межтрещинных блоков и их приуроченность к системным трещинам в юрских известняках Скалистого хребта (Северный Кавказ)**

Форма блоков	Средний объем, м <sup>3</sup>	Приуроченность к трещинам
	0.03	Тектоническим средней крутизны
	0.02	Тектоническим крутым
	0.13	Тектоническим крутым
	0.20	Напластования и тектоническим вертикальным
	0.01	Напластования и оперяющим

Группировка Паланкарес состоит из 30 провалов, занимает площадь 7.5км<sup>2</sup>. Средние поперечные размеры провалов в плане соответствуют 200 – 250м. Наибольший провал Ларга занимает площадь 10.3га и имеет максимальный диаметр 450м. Самый маленький провал Новиа имеет диаметр 60м и занимает площадь 0.5га. Глубины провалов изменяются в интервале от 10 до 100м. Провалы развиты на эрозионной поверхности доломитизированных известняков и доломитов туронского яруса верхнего мела. Группировка Каньяда дель Ойо состоит из 34 провалов, расположенных на склонах поляя Гуадасаон – левом, сложенном известняками туронского яруса меловой системы и правом, сложенном доломитами сеноманского яруса меловой системы. 50% провалов имеют диаметры 100 – 150м и глубину 40 – 50м. Максимальную глубину – 92м имеет провал Лагуна дель Техо.

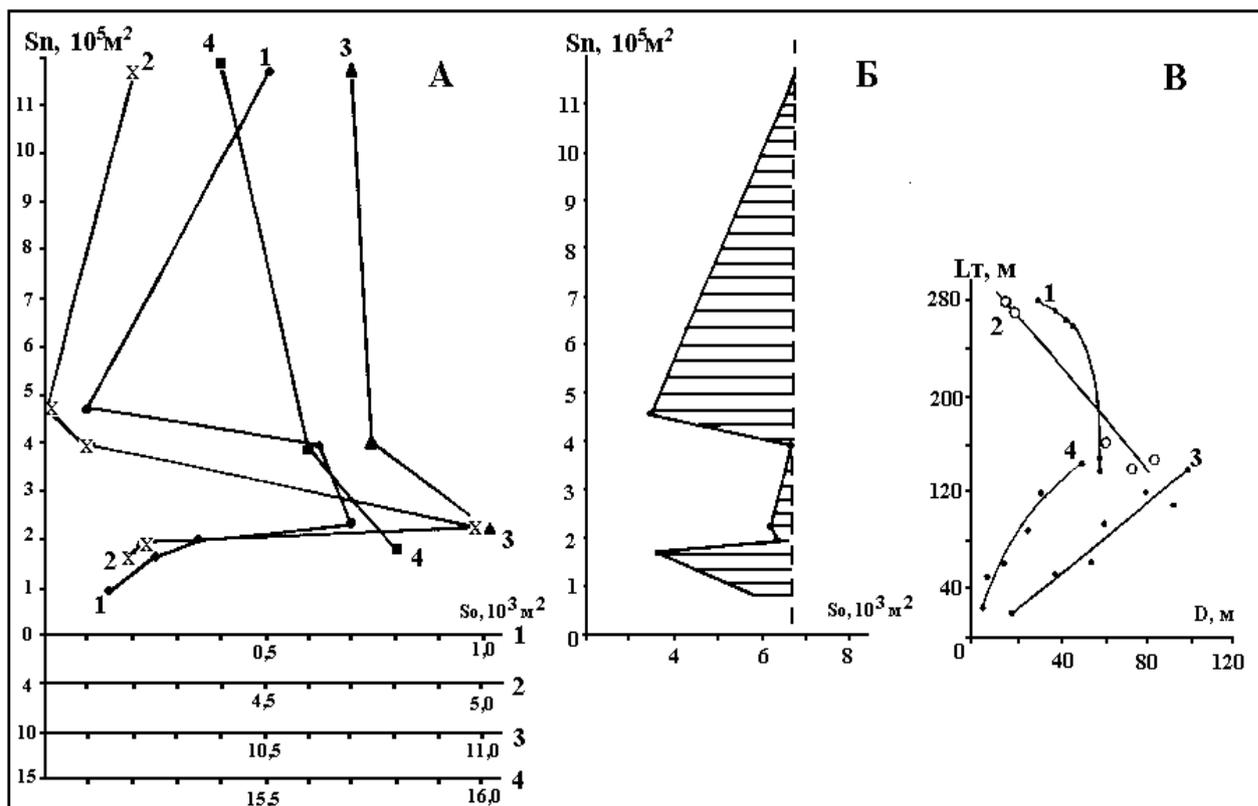


Рис. 6. Зависимость размеров карстовых провалов и полостей от раздробленности приповерхностной части массивов: А – Б в карбонатных массивах Паланкарес и Каньяда дель Ойо (Испания, Пиренеи): А – графики поинтервального соотношения площадей межтрещинных блоков-отдельностей горных пород ( $S_o$ ) и площадей провалов ( $S_n$ ), Б – диаграмма соотношения средних поинтервальных значений  $S_o$  и  $S_n$ . Штриховой линией показано положение среднего значения общего параметрического интервала площадей отдельностей. В – в сульфатно-карбонатном массиве Ледяная гора (Кунгур, Предуралье). Кривые изменения: 1 – диаметров коррозионно-обвальных полостей, 2 – диаметров карстовых провалов, 3 – длины и ширины коррозионных полостей в зависимости от линейной плотности трещин  $L_t$  ( $m/500m^2$ )

Поинтервальное сопоставление размеров площадей отдельностей пород поверхности карстующегося массива и размеров площадей провалов (рис. 6, А) показывает, что при относительно малых площадях провалов (в данном случае  $1 - 3 \cdot 10^5 m^2$ ) существует тенденция увеличения размеров отдельностей до их максимальных значений при увеличении площади провала, в интервале площадей провалов  $3-5 \cdot 10^5 m^2$  происходит инверсия указанной тенденции и размеры площадей отдельностей стремятся к их минимальным или средним значениям, а для провалов, характеризующихся площадями от  $5$  до  $12 \cdot 10^5 m^2$ , размеры отдельностей стремятся к их средним значениям. Указанная тенденция в распределении площадей отдельностей относительно площадей провалов прослеживается в пределах всех параметрических интервалов размеров площадей отдельностей пород поверхности массива. Более четко зависимость изменения характера раздробленности поверхности массива и образо-

вания провалов соответствующих площадей показана на рис. 6, Б, где заштрихованная область соответствует области вариаций размеров отдельностей относительно их принадлежности к определенным площадям провалов. Диаграмма показывает, что «эффективные» размеры отдельностей (тех, которые своим образованием предопределили потерю устойчивости кровли и появление провала определенного размера) не превышают средних значений общего параметрического интервала площадей блоков пород. Более того, чем крупнее по площади провал, тем ближе значения площадей отдельностей приповерхностной части массива к средним параметрам.

Необходимо отметить, что представленные на графиках числовые параметры соотношения площадей отдельностей пород и площадей провалов являются частными, применимыми только для данных карстовых районов. Они зависят от литологии и механических свойств пород. Остальные карстогенетические условия, вероятно, не имеют определяющего значения, поскольку провалы Паланкарес и Каньяда дель Ойо развиты в различных геоморфологических, гидрогеологических и структурно-тектонических условиях. Помимо частных числовых параметров представленные графические зависимости содержат и наиболее общие, тенденциозные закономерности, применимость которых при анализе эпикарстовых зон, допускается практически на любых участках с аналогичными карстопроявлениями. Подтверждением этому являются закономерности, представленные на рис. 6, В, где графически отражены результаты соотношения размеров карстовых форм и степени трещиноватости характерные для приповерхностной части сульфатно-карбонатного массива, в котором развивается Кунгурская Ледяная пещера. Общая же закономерность выражается тем, что размеры всех исследованных карстовых форм увеличиваются к участкам массива, характеризующимися значениями раздробленности в средних интервалах и уменьшаются на участках слабого и интенсивного дробления.

Наиболее общие закономерности формулируются следующим образом:

\* существует связь между степенью раздробленности пород приповерхностной части массива и площадями карстовых провалов;

\* размеры межтрещинных блоков пород имеют тенденцию к уменьшению в кровле более крупных по площади полостей, а их количество увеличивается и наоборот; следовательно, интенсивность дробления пород в приповерхностной части массива может быть использована как качественный критерий возможных деформаций поверхности и их параметров;

\* параметры раздробленности, в частности значения площадей межтрещинных отдельностей в кровле провалов, не превышают средних значений по участку, более того – чем больше по площади провал, тем ближе к средним значениям тяготеют параметры межтрещинных блоков.

В связи с интенсивной нарушенностью эпикарстовой зоны, выявление структурных закономерностей и их обоснование необходимо проводить с учетом следующего принципа: *структурные элементы эпикарстовой зоны массива иерархичны, что означает их пространственную и морфологическую соподчиненность – форма и ориентировка сообщества элементов опреде-*

*ленною ранга часто обусловлены структурным элементом, находящимся на более высокой ступени иерархии.*

### 3.2.2. Распределение трещин в горизонтально залегающих пластах

Генетическое классифицирование трещин горных пород – проблема, решению которой посвящено большое количество исследований как отечественных, так и зарубежных ученых. Классификации, предложенные в разное время Е.Н. Пермяковым (1949, 1957), В.В. Белоусовым (1952, 1954), Д.С. Соколовым (1962), В.А. Невским (1963), Л.И. Нейштадт и И.А. Пироговым (1969), М.В. Рацом и С.Н. Чернышевым (1970), А.А. Варгой (1979) и др. имели и имеют широкое применение для решения задач в разных областях практической геологии, но ни одна из них не обладает функциями универсальности.

Исходя из принципа отражения последовательности образования трещин в карстовых массивах, их карстогенетической роли, целесообразно придерживаться следующего наиболее распространенного генетического деления дизъюнктивов на классы: литогенетический, тектонический, экзогенный. Трещины каждого из перечисленных классов обеспечивают водопроницаемость массива и, как следствие, развитие карста, но их роль неоднозначна во времени и в пространстве на различных этапах развития массива и в различных гидродинамических зонах. Например, трещины напластования оказывают влияние на развитие карста как минимум в двух случаях. В первом случае эти трещины должны находиться в гидродинамической зоне постоянного или переменного водонасыщения. Во втором – при крутом падении слоев горных пород трещины напластования служат путями проникновения атмосферных и поверхностных вод в массив. В обоих случаях трещины напластования совместно с трещинами тектонического происхождения участвуют в формировании как отдельных карстовых полостей, так и крупных пещерных систем.

Традиционно считается, что большее значение для развития карста в зоне активного водообмена имеют тектонические трещины в силу их повсеместного распространения в регионах различного геоструктурного плана и по стратиграфическому разрезу от докембрия до четвертичных отложений.

Согласно наиболее простому делению, предложенному В.В. Белоусовым, вся совокупность тектонических трещин по отношению к вмещающим пластам может быть представлена двумя типами: «внутрислойные» и «секущие». Внутрислойные, не выходящие за пределы конкретного слоя пород, образуют фоновую трещиноватость в осадочных породах платформ и складчатых областей. Трещины данного типа характеризуются широким региональным распространением. Их ориентировка (например, для Восточно-Европейской платформы меридионально-широтная и диагональная) остается неизменной и не зависящей от наличия пликвативных дислокаций. Такие трещины лучше выражены в плотных слоях осадочного чехла. Внутрислойные трещины по своим характеристикам ассоциируются с «планетарными» или «общими» трещинами, выделяемыми М.В. Рацом и С.Н. Чернышевым. По механизму образования данный тип относится к трещинам отрыва, возникшим в условиях растяжения пластов под нагрузкой вышележащих толщ горных пород.

При исследованиях массивов однозначное определение данного типа трещин только по внешнему виду весьма затруднительно. В условиях ограниченной обнаженности исследуемого пласта внутрислойные трещины имеют морфологическое сходство с внутрислойными литогенетическими или фрагментами секущих тектонических трещин. Именно вследствие затрудненной идентификации внутрислойных тектонических трещин примеры их карстогенетической роли, роли в проницаемости массивов в литературе единичны.

Считается, что интенсивность внутрислойной трещиноватости является функцией мощности, литологического состава и механической прочности пород слоя, его деформированности.

Первые исследования, посвященные данному вопросу, были проведены в 40-х гг. XX в. А.С. Новиковой, А.А. Богдановым, И.В. Кирилловой, Г.А. Смирновым [10, 94, 126]. Результаты исследований, представленные в графической интерпретации на рис. 7 (а), явно свидетельствуют о том, что литологический фактор определяет степень раздробленности пластов (известняки раздроблены менее интенсивно, нежели песчаники аналогичной мощности); отношение между толщиной пласта и расстоянием между трещинами в нем выражается следующей линейной зависимостью:

$$S = K \cdot B, \quad (4)$$

где  $B$  – толщина пласта,  $K$  – константа, отражающая литологию пласта. Исследованиями было установлено, что среднее расстояние между трещинами примерно равняется двум мощностям пласта, в которых они развиты.

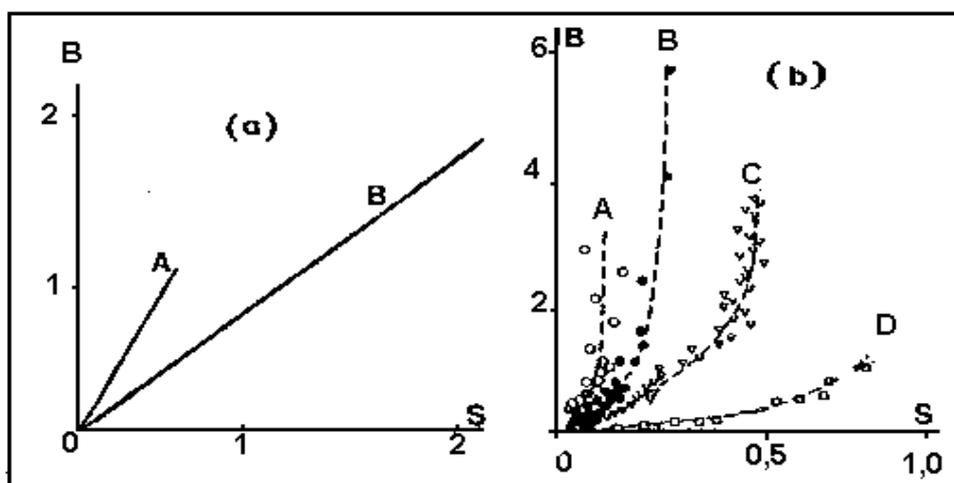


Рис.7. Графики соотношения расстояний между трещинами ( $S$ , м) и толщиной слоя ( $B$ , м): (а) по А.А. Богданову [10], И.В. Кирилловой [126], А – для известняков, В – песчаников; (b) по F.L. Ladeira, N.J. Price [130] для граувакков Великобритании: А – с переслаиванием <5см, В – с переслаиванием >5см, С – граувакков Португалии, D – известняков Португалии

В зарубежной литературе, в основном благодаря исследованиям Н. Прайса [137], Д. Хоббса [120], Дж. Соуэrsa [143], линейность данной зависимости является широко используемой. В отечественной литературе М.В. Рацом [88], М.В. Рацом и С.Н. Чернышевым [89] на примере песчаников терригенной толщи ордовика Центрального Казахстана было установлено, что рас-

стояние между трещинами пропорционально корню квадратному из мощности слоя. В связи с тем, что достаточно точное в полевых условиях определение генезиса трещин затруднительно, нет полной уверенности, что эти зависимости получены, например, только для внутрислойных тектонических трещин.

Необходимо отметить, что полевые исследования трещиноватости, в результате которых появилось линейное выражение зависимости расстояний между трещинами и толщиной пласта, проводились в слоях не превышающих по мощностям 1.5м.

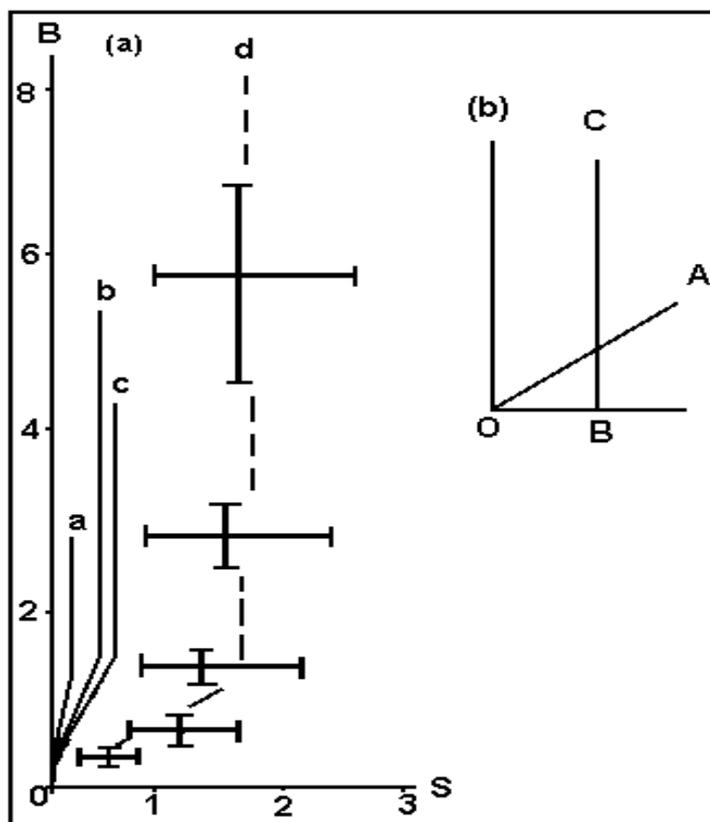


Рис.8. (а) Сравнительные диаграммы соотношения расстояний между трещинами ( $S$ ) и толщиной слоя ( $B$ ) в метрах: а, b, с – по данным, представленным на рис.7; d – для известняков по данным Mc Quillan [236]. Отрезки на диаграмме d – спектры вариаций  $S$  и  $B$  в пунктах фиксации трещин. (b) Обобщенная схема типов линейных соотношений  $S$  и  $B$ .

Исходя из обобщений Ф. Ладейры и Н. Прайса [130], по материалам исследований трещин (без указания на их генетический тип) в граувакках и известняках Португалии, Ирана, Великобритании можно сделать следующие выводы:

1) расстояния между трещинами в практически любых по литологии слоях имеют линейную зависимость от толщины данного слоя, если она не превышает 1.0 – 1.5м (рис.7, а);

2) расстояния между трещинами приближаются к постоянной величине в однородных по литологии слоях, превышающих по мощности 1.5 – 2.0м (рис.7, b);

3) существование двух типов линейных отношений расстояний между трещинами и толщиной слоев, в которых они развиты, определяются различными механизмами образования трещин.

Первый тип отношений (показан на диаграмме рис. 8 (b), линия ОА) отражает линейную зависимость, установленную исследованиями, результаты которых опубликованы в работах упомянутых выше авторов. Расстояние между трещинами отрыва определено влиянием сил сцепления по поверхностям соседних слоев, сложенных относительно пластичными и относительно хрупкими породами. Мощности слоев не превышают 2.0м. Деформации растяжения, обусловившие появление трещин отрыва, неоднородны в различных по литолого-механическим свойствам слоях и вызваны давлением вышележащих толщ.

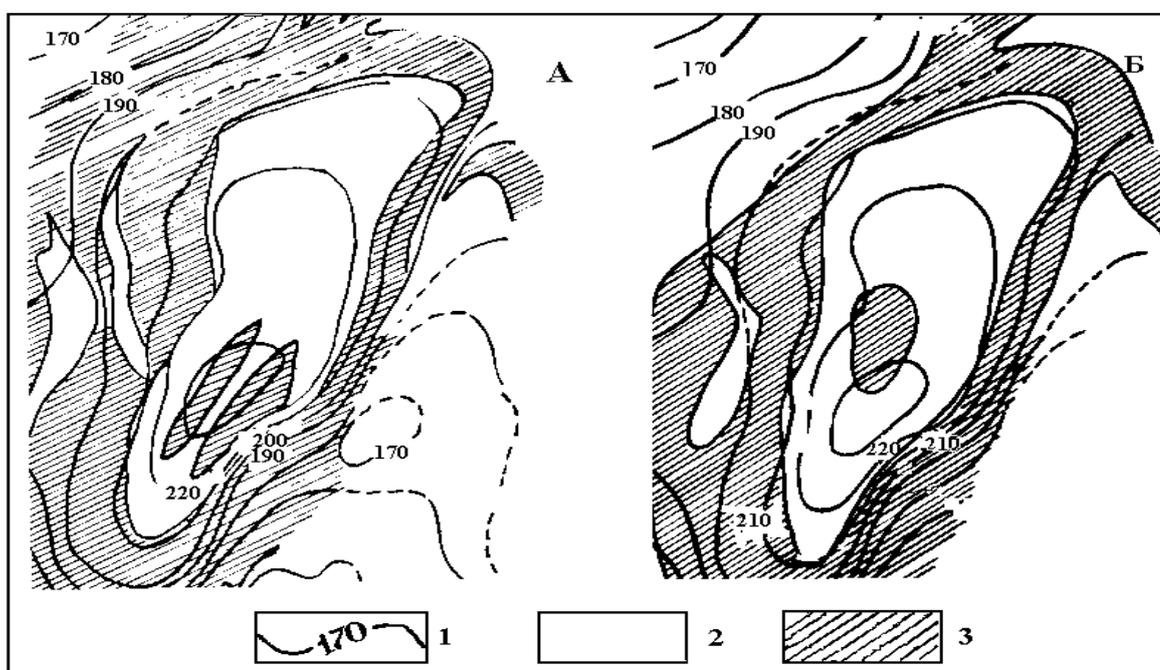


Рис. 9. Схемы интенсивности развития систем трещин на Шугуровском поднятии (по В.Н. Калачевой и Л.Д. Кнорингу [35]): А – попарно сопряженных трещин скалывания, Б – трещин отрыва. 1 – стратоизогипсы по кровле нижнеказанских отложений, 2 – участки пониженной густоты трещин, 3 – участки повышенной густоты трещин

Второй тип отношений определяется литологией и не зависит от толщины слоя (рис. 8 (b), линия ВС). По предположению F.L. Ladeira и N.J. Price [130], в слоях мощностью 2.0-12.0м трещины «отрыва» и «отрыва-скола» образуются в результате «гидравлического механизма трещинообразования». Соотношение трещин отрыва и трещин «гибридного» механизма в пластах, количественно не определено. Трещины отрыва развиваются в пласте в том случае, когда давление флюида превышает всестороннее давление – внеш-

нее давление на пласт. В маломощных наслоениях, где степень растяжения контролируется силой сцепления по поверхностям смежных слоев, «гидравлический механизм трещинообразования» играет второстепенную роль.

Представленная зависимость расстояния между трещинами от литологии и мощности слоя является фундаментальной. Естественно, что она затухает в той степени, в какой деформирован пласт. На относительно равномерное по пласту, фоновое распределение трещин, накладывается трещиноватость, образованная собственно тектоническими, секущими трещинами, что наиболее ярко проявляется в пределах пород пликтивных дислокаций. На рис. 9 дан пример распределения трещин отрыва и скола в пластах пород, слагающих антиклинальную структуру, из которого следует, что плотность распределения трещин зональна и определяется степенью деформируемости пород: относительно максимальной по контуру и в сводовой части складки.

Очевидно, что карстообразование контролируется плотностью трещин в пласте, способных пропускать воду. Раскрытость трещин, как и их плотность, зависит от мощности пласта. В. Дрейбротт [112] приводит следующую зависимость раскрытости трещин от мощности пласта:

$$\log d = A + C \log B, \quad (5)$$

где  $d$  – раскрытость трещин,  $B$  – мощность пласта,  $A$  и  $C$  – константы.

Из пропорциональности расстояний между трещинами  $S$  и мощностью пласта  $B$  получаем

$$\log d = A + C \log S. \quad (6)$$

Из приведенных соотношений следует, что чем толще пласт, тем меньшее количество трещин имеет относительно большую раскрытость и наоборот. Следовательно, среди множества трещин в растворимом пласте только несколько обладают карстогенетическими свойствами. Приведенные соотношения не учитывают изменений раскрытости и плотности трещин в пласте в результате его деформаций и рассчитаны на применение в условиях относительно равномерного распределения трещин. Изучение трещиноватости в карстующихся породах складчатых структур, находящихся в платформенных, переходных, горно-складчатых обстановках, свидетельствует о зональности трещинопроявлений, подчиненной особенностям деформационно-напряженного состояния пород [40, 41, 85].

В общем случае при визуальной съемке трещин в пласте карстующихся пород (вне зависимости от литологии) исследователь фиксирует чередование участков с относительно густой и относительно разряженной решеткой трещин. Протяженность участков с различной плотностью трещин по фронту обнажения меняется в зависимости от принадлежности исследуемого интервала пласта к тому или иному элементу складки. В идеальном случае протяженность участков, характеризующихся различной плотностью трещин, совпадает.

Реально, в природных условиях, распределение плотностей трещин на различных элементах складок более сложно, поскольку распределение трещин отражает влияние групп факторов иерархического подчинения: I – связанных с общим региональным деформационным полем, II – связанных с дефор-

мационным полем конкретной складки и III – отражающих деформационное поле элемента складчатой дислокации.

Из приведенного краткого обзора состояния изученности плотности распределения трещин в пластах осадочных горных пород очевидно, что вопрос о плотностном распределении трещин в интенсивно дислоцированных породах остается открытым. Общие закономерности распределения внутрислойной трещиноватости (линейные отношения расстояний между трещинами и толщиной пласта), установленные в конце 40-х гг. и подтвержденные в 60 – 70-х гг. отечественными и зарубежными учеными, применимы для фоновой (планетарной) трещиноватости. В пределах складчатых структур (особенно локального уровня) распределение тектонических трещин в породах зонально и контролируется степенью их деформированности относительно элементов складки (крыльев, периклиналей, осевых зон и т.д.).

### 3.2.3. Распределение тектонических трещин в деформированном пласте горных пород

Вероятно, одним из первых ученых, кто указал на динамичность изменения трещиноватости в горных породах, был В.А. Апродов [4]. Основываясь на изучении закономерностей распределения трещин сжатия в интрузивных телах, он высказал предположение о волновой природе плотностного распределения трещиноватости. В.А. Апродовым было установлено, что густота трещин от центральных частей интрузии к ее контактам изменяется периодически. Данное явление было объяснено эффектом отражения упругих волн от контактовых поверхностей интрузии и появлением «стоячих волн», в кучностях которых развивается более интенсивная трещиноватость, а между ними сохраняется относительно монолитная порода.

Любые данные, полученные в результате полевых наблюдений и имеющие цифровое выражение, могут быть обработаны с помощью методов математической статистики. В процессе геометро-статистических обобщений можно получить различные характеристики изменчивости параметров, например в виде графиков линейных изменений параметра по профилю исследований, корреляционных функций, энергетических спектров. В настоящее время геология располагает достаточно большим арсеналом методов выявления периодичности тех или иных параметров геологических объектов. В этих методах используются различные преобразования исходного ряда наблюдений, позволяющие усилить роль периодической составляющей. Наиболее приемлемым из них, как отмечают А.Б. Каждан и О.И. Гуськов [34], является метод, основанный на оценке спектральной плотности дисперсии при равном расстоянии  $r$  между точками наблюдения, получаемой в результате разложения в ряд Фурье корреляционной функции

$$S_x(\omega) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} K_x(r) \cos \omega r dr . \quad (7)$$

При фиксации тектонических трещин по линии обнажения горных пород расстояния между точками наблюдений обычно не равны. Сеть наблюдений, как правило, дискретна. В этом случае спектральная плотность дисперсии  $S_x(\omega)$  заменяется линейчатым энергетическим спектром. Значения энергетиче-

ческого спектра  $d_k$  показывают, каким образом общая дисперсия признака распределяется между отдельными гармониками.

Энергетический спектр случайной полигармонической последовательности, рассчитанный по ограниченному количеству наблюдений, представляет собой сочетание резких пиков на частотах ( $\omega$ ), соответствующих закономерным гармоническим колебаниям, с относительно постоянными для всех других частот значениями  $d_k$ , обусловленными случайной составляющей. Количество пиков соответствует числу гармоник  $\nu$ , а их высота равна половине квадрата амплитуды гармоники данной частоты:  $d_k = \frac{1}{2} A_k^2$ .

Величина периодов закономерных колебаний определяется по формуле

$$T_k = (N-1)r / \omega_k, \quad (8)$$

где  $N$  – общее количество замеров по профилю;  $r$  – расстояние между соседними пунктами наблюдений;  $\omega_k$  – частота гармоники.

Значения  $d_k$ , обусловленные случайной составляющей, имеют бета-распределение Фишера, плотность которого задается формулой  $P(x) = (n-1)(1-x)^{n-2}$ , где  $n$  – общее число значений спектра.

Математическое ожидание и стандартное отклонение этого распределения соответственно равны

$$\bar{d}_k = \frac{1}{n}; \quad \sigma_d = \sqrt{\frac{n-1}{n^2(n+1)}}. \quad (9) - (10).$$

Эти формулы используются для проверки гипотезы о принадлежности пиков энергетического спектра к случайным флуктуациям. Пики, превышающие предельное значение (например,  $\bar{d}_k + 3\sigma_d = d'_k$  при доверительной вероятности 99%), объясняются наличием гармоник и могут быть использованы для оценки периодов и амплитуд гармонической составляющей. Доля закономерной составляющей в общей дисперсии признака определяется путем суммирования аномальных значений спектра, из которого предварительно вычитается исправленное значение фона, определяемое по формуле

$$\bar{d}_{k(испр)} = \frac{1 - \sum_1^m d'_k}{n - m}, \quad (11)$$

где  $d'_k$  – сумма аномальных значений спектра;  $m$  – количество аномальных значений спектра.

Используя методические принципы, во многом разработанные В.Ф. Мяговым [75] для решения геолого-разведочных задач методами математической статистики, при помощи сетевого варианта Windows'97 и приложений Excel и Grapher для ПЭВМ автор обработал данные полевых замеров тектонических трещин на участках развития карбонатного карста Ладейный суходол, Верхняя Губаха (береговой обрыв р.Косьва, Средний Урал) и Большая Велсовская пещера (береговой обрыв р.Велс, Северный Урал).

Первичные данные представляли собой сведения об элементах залегания тектонических трещин, замерах расстояний между ними и привязках карстовых, карстово-эрозионных и относительно крупных дизъюнктивных форм в

интервалах съемки. Для осреднения функции изменений линейной плотности трещин, полученной в результате фиксации расстояний между трещинами в обнажениях карстующихся горных пород, был использован метод функционального полинома. Полином создавался подборкой, основанной на базовом уравнении

$$U = a_0 + a_1x + a_2x^2 + \dots + a_nx^n . \quad (12)$$

При выборе полинома можно устанавливать его степень от 0 до 10. В конечном итоге было выбрано полиномиальное распределение 10-й степени, как наиболее идентично в графическом отношении отражающее характер вариации исходной функции.

Приведем результаты, полученные при обработке фактических данных съемки тектонической трещиноватости в пределах участка Большая Велсовская пещера.

Участок Большая Велсовская пещера приурочен к району, сложенному породами среднего-верхнего ордовика и нижнего силура.

Средний ордовик ( $O_2$ ) представлен нижнешугорской подсвитой ( $O_2^v sg_1$ ), сложенной известняками темно-серыми тонкослоистыми и неяснослоистыми, в нижней части рассланцованными, глинистыми, находящимися в тесном переслаивании с тонкослоистыми и полосчатыми известняками и глинисто-известковистыми сланцами. Верхний ордовик ( $O_3$ ) представлен верхнешугорской подсвитой ( $O_3^v sg_2$ ) однородного литологического состава, «искристыми» мелкокристаллическими темно-серыми доломитами, в отдельных пачках переходящих в серые среднекристаллические грубослоистые массивные доломиты. Мощность толщи до 200м.

Нижний силур ( $S_1$ ) представлен нижним лландовери ( $S_1 ln_1$ ), в котором выделены нижняя и верхняя толщи. Нижняя толща ( $S_1 ln_1^1$ ), мощностью около 50м, сложена светло-серыми и кремовыми афанитовыми плитчатыми доломитами. Верхняя ( $S_1 ln_1^2$ ) сложена темно-серыми мелкокристаллическими, массивными доломитами, окремнелыми послойно в виде четковидных разлинзованных прослоев, а также в виде отдельных гнезд-желваков.

Район, включающий участок Большой Велсовской пещеры, расположен на стыке трех крупнейших тектонических структур первого порядка: Западно-Уральской зоны складчатости, Центрально-Уральского поднятия и Западной части Тагильского мегасиклинория. Тектонические структуры района имеют меридионально-вытянутую форму, определяя структурную специфику. Характерной особенностью района является и то, что тектоническим структурам соответствуют и структурно-фациальные зоны. Границы между структурами представлены дизъюнктивными дислокациями. Участок расположен в пределах Кожимо-Вишерской структуры Западно-Уральской зоны складчатости. Эта структура вытянута меридионально, осложнена разнопорядковыми разрывными нарушениями, которые образуют сложную пространственную решетку. Разрывы являются границами структур более высокого порядка.

Все разрывные нарушения имеют взбросово-сдвиговый характер. Четко выделяется два направления разломов – субмеридиональное и субширотное.

Наряду с разрывными нарушениями выделяются аналогичные по ориентировке системы трещин.

Район расположения Большой Велсовской пещеры в гидрогеологическом отношении относится к области подземных вод Западно-Уральской зоны складчатости, к провинции подземных вод Кожимо-Вишерской структуры. Для территорий, сложенных преимущественно карбонатными породами, характерны трещинные и трещинно-карстовые воды. Питание подземных вод карбонатных толщ происходит как за счет атмосферных осадков, так и за счет поглощения стока трещинно-грунтовых вод с водораздельных пространств.

Особенности карстопроявлений района достаточно полно изложены в монографии К.А. Горбуновой и др. [23].

Участок Большая Велсовская пещера принадлежит Верхневишерскому району карбонатного карста. Район расположен в бассейнах верховьев р. Вишеры и ее притоков Лыпы и Улса. Здесь закарстованы карбонатные породы среднего ордовика и силура. Наиболее распространены неглубокие блюдцеобразные, заполненные элювиально-делювиальным материалом и задернованные воронки, некоторые из них заполнены водой. Реже встречаются конусообразные формы с выходами коренных пород на стенках и понорами на дне. Карстовые воронки глубиной от 10 до 40м и диаметром 50 – 100м заполнены олигоценовыми гравийно-песчаными аллювиальными отложениями с линзами белых глин. В районе известно 5 пещер в массивах силурийских известняков, длиннейшей из которых является Большая Велсовская (280м). Упоминание о ней содержится в материалах Археологической комиссии 1895 и 1902 гг. В 1939 г. М.С. Гуревич составил план пещеры. В 1972 г. спелеологический отряд Пермского государственного университета осуществил съемку пещеры в масштабе 1:500 и геохимическое исследование воды, льда и натечных образований. Вход в пещеру находится на северо-восточной окраине пос. Велс в 1км выше устья р. Велс, впадающей в р. Вишеру. Пещера развита в светло-серых доломитизированных известняках нижнего силура. Она представляет собой полого наклоненный тоннель, дно которого покрыто обломками пород и глиной.

Характер вариаций исходной функции (линейная плотность тектонических трещин по фронту обнажения) представлен на рис. 10.

На основе полигармонической последовательности исходной функции был построен и проанализирован энергетический спектр амплитуд плотности трещин. На графике полиномиального осреднения и на графике спектра амплитуд плотности трещин отчетливо выделяются пять пиков (гармоник) на соответствующих пикетах и соответствующих частотах (в скобках): 24м (1); 240м (6); 560м (13.5); 840м (21.5) и 1064м (26.5).

Фоновое значение спектра амплитуд  $\overline{d_k} = 0.2$ , а стандартное отклонение значений спектра от фонового при условии отсутствия закономерной составляющей будет  $\sigma_d = 0.16$ . Минимальное аномальное значение спектра ( $d'_k$ ) при доверительной вероятности 99% составит 0.68. Сумма аномальных значений спектра после вычитания из них исправленного фона составляет 0.48. Это означает, что чуть менее половины дисперсии исходной функции обусловлено закономерными колебаниями. Минимальное аномальное значение спектра

(0.68) превышено в двух случаях: на частотах 6 и 21.5 (соответственно 0.91 и 0.72); на частоте 1 значение спектра выше фонового, но ниже минимального аномального и составляет 0.45. Иными словами, большая часть значений спектра амплитуд плотности трещин по профилю изменяются в пределах близких к фоновым.

Аномальные пики плотностей трещин на частотах 6 и 21.5 соответствуют колебаниям с периодами 8.6 и 2.2м. Пики фонового распределения плотностей трещин соответствуют колебаниям с периодами 0.8 – 1.7м.

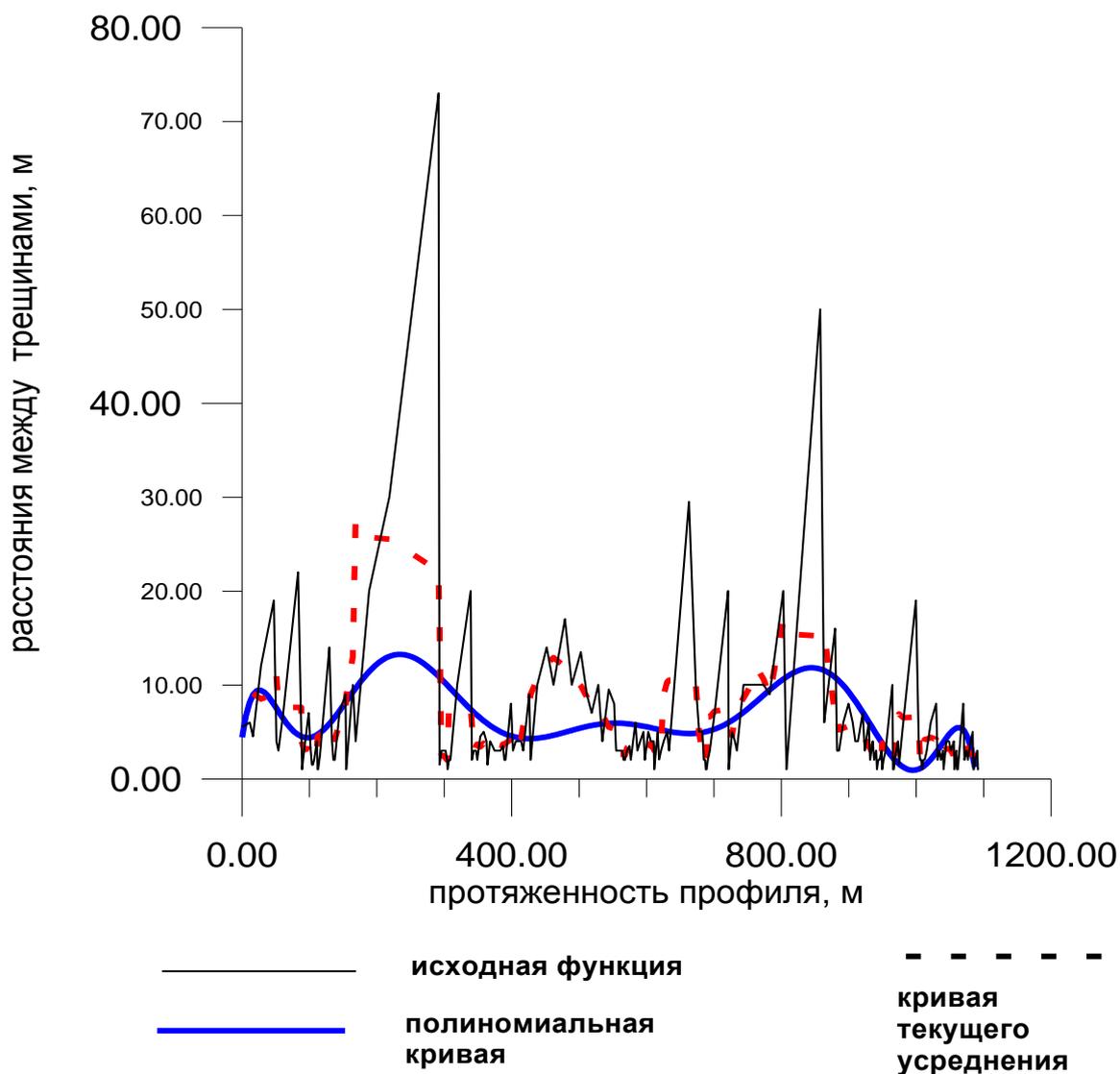


Рис. 10. Графики осреднения первичных данных по профилю на участке Большая Велсовская пещера

На пикетах 240 и 840м, которым соответствуют аномальные пики плотностей трещин, зафиксированы устья относительно крупных карстово-эрозионных логов шириной более 20м. Участки профиля, занятые устьями логов, задернованы. Замеры трещин единичны. Эти лога транслокальные, протягивающиеся за пределы пещерного поля. Логично предположить, что дан-

ные лога трассируют крупные дизъюнктивы деформационного поля Кожимо-Вишерской структуры, в пределах которой расположено пещерное поле. Пик на частоте 1 (24м по профилю) соответствует устью карстово-эрозионного лога, параметры которого близки к параметрам транслокальных логов.

Наибольшее развитие формы карста получили в интервале фоновых значений плотностей трещин, в интервале колебаний распределения исходной функции с периодом 0.8 – 1.7м, что соответствует участкам с зафиксированными расстояниями между трещинами 4 – 7м – средними значениями спектра распределения (рис.11, табл. 9).

Пиковые значения распределения тектонической трещиноватости, представленные на рис.10 и 11 соответствуют местоположению зон относительно повышенной плотности трещин, выявленных в массиве (рис. 12).

Таблица 9

**Соответствие интервалов профиля с различной степенью раздробленности, карстовых, карстово-эрозионных и дизъюнктивных форм (участок Большая Велсовская пещера)**

Расстояние между трещинами, м	Формы		
	карстовые	карстово-эрозионные	дизъюнктивные
1-3	Ниши выщелачивания; каналы, диаметром до 0,4м; второй вход (над урезом р.Вишеры) Большой Велсовской пещеры	Эрозионно-карстовые лога с шириной в устьевой части 5 – 10м	Зоны дробления; трещины, расширенные дроблением бортов до 2м
4-7	Ямки и канавки выщелачивания по бортам субвертикальных тектонических трещин; гроты высотой 0,5 – 1,5м со следами временных водотоков; ниши выщелачивания по трещинам напластования	Полуцирки; врезы; устья логов шириной 10 – 20м	Плоскости смещения с амплитудами до 0,3м; трещины, расширенные дроблением бортов до 0,2 – 1,0м
8-16	Гроты, высотой до 0,5м; ниши выщелачивания по трещинам напластования	Устья логов шириной свыше 20м; карстово-эрозионные полуцирки	Трещины, расширенные дроблением бортов до 1,0м

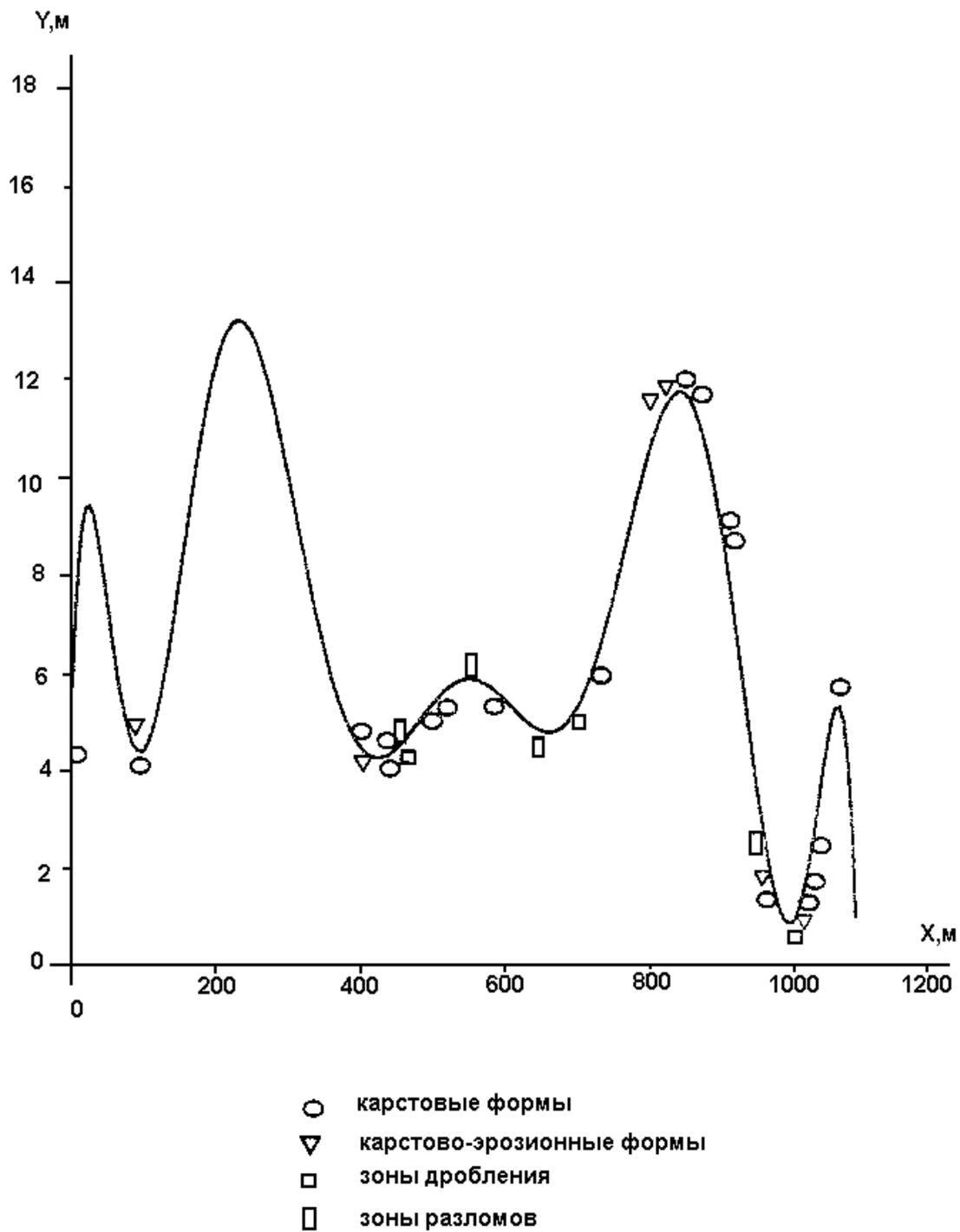


Рис. 11. График соотношения распределения плотности трещин по профилю на участке Большая Велсовская пещера, карстовых, карстово-эрозийных и дизъюнктивных форм



Рис. 12. Карта зональности тектонических трещин в пределах участка Большая Велсовская пещера

*Выводы.* Анализ составляющих изменчивости плотностного распределения трещин в пределах карстующихся дислоцированных горных пород позволяет выделять разноуровневые элементы неоднородности в строении карстующихся массивов и прогнозировать наиболее вероятные участки заложения тех или иных карстовых, карстово-эрозионных, дизъюнктивных форм в соответствии с состоянием раздробленности массива.

### 3.3. ТРЕЩИНЫ БОРТОВОГО ОТПОРА И ЗАКАРСТОВАННОСТЬ

Наряду с литогенетическими и тектоническими трещинами гидрогеологические и карстологические особенности массивов могут быть обусловлены так называемыми трещинами разгрузки.

Раскрытие данного типа трещин чаще всего наблюдается в приповерхностных частях или на поверхности массивов. Как правило, устья трещин разгрузки закрыты рыхлыми гравитационными или гравитационно-карстовыми отложениями. Явления раскрытия трещин наблюдаются вследствие снятия нагрузки от вышележащих пород за счет процессов денудации и эрозии в районах, испытывающих или испытывавших тектоническое воздымание. Раскрытие трещин, связанное с разгрузкой напряжений в массиве также происходит вокруг крупных карстовых полостей, вокруг подземных горных выработок или в бортах карьеров. Следовательно, их происхождение имеет не только природный, но и техногенный характер.

Чаще всего карстовые формы приурочены к модификациям трещин разгрузки, известным как трещины бортового отпора. Происхождение этих трещин связывают с неравномерной разгрузкой напряжений в породах, слагающих борта долин рек в результате эрозии и способности пород в итоге занимать равновесное положение на определенных этапах развития склона.

Сочетание трещин бортового отпора и карстовых форм характерно для многих карстовых районов. Их описание можно встретить в работах Д.Н. Сабурова [90] и О.В. Бузунова [13], посвященных Пинего-Северодвинской карстовой области, В.С. Лукина [53] и К.А. Горбуновой [22] по карстовым районам Предуралья, в обзорных работах А.В. Ступишина [98] и Д.С. Соколова [96].

На отдельных участках трещины бортового отпора унаследованы от тектонических трещин, ориентированных вдоль бортов долин рек, реже унаследованность прослеживается по всей трещине бортового отпора. В этом случае они имеют небольшую длину и ориентированы под острыми углами к склонам долин, часто обуславливая формирование ограниченных пересекающимися трещинами блоков пород, напоминающих по внешнему виду останцовые отдельности. При условии интенсивного водообмена и быстрого выщелачивания пород, в основании таких «останцев» образуются карстовые формы: каналы, полости и даже короткие сквозные пещеры.

Интересный пример приведен И.А. Печеркиным в монографии «Геодинамика побережий камских водохранилищ» (1969) в связи с проблемой формирования берегов Камского водохранилища. Им выполнено описание некоторых «эфемерных пещер», образующихся по коротким трещинам бортового отпора. Особенность этих пещер заключается в том, что они в условиях зоны гипсового побережья образуются за 6 – 8 лет, а длительность их существова-

ния определяется скоростью переработки берегов и выщелачивания пород по трещинам.

В большинстве случаев собственно тектонические трещины ориентированы субперпендикулярно простиранию трещин бортового отпора и в гидрогеологическом плане являются путями фильтрации подземных вод от водоразделов к долине, в то время как трещины бортового отпора представляют собой барражи на пути подземного стока, локализуют поток и перераспределяют его вдоль долины. Наиболее ярко ведущая гидрогеологическая роль трещин бортового отпора проявляется в массивах характеризующихся слабой тектонической раздробленностью. Например, одна из крупнейших пещер Пинево-Северодвинской карстовой области – Ленинградская, протяженностью более 3400м, почти полностью сформировалась по трещине бортового отпора левого берегового обрыва р.Сотки, сложенного гипсами нижнепермского возраста слабоздробленными вертикальными тектоническими трещинами (рис. 13). Сопоставление плана пещеры и проекций тектонических трещин показало, что начало магистрального хода пещеры заложено по одной из тектонических трещин, но далее ход резко меняет направление и следует параллельно подножию обрыва, используя широко раскрытую и более активную в гидрогеологическом отношении трещину бортового отпора, дно которой представляет хорошо сформированное русло подземной реки. Аналогично приведенному примеру соотношение форм подземного карста и трещин бортового отпора в карстовых логах Беломоро-Кулойского плато. Лога следуют направлению подземных рек и тянутся от речных долин или края Беломоро-Кулойского уступа нередко на многие километры в глубь плато. Подземные водотоки текут, как правило, в полосах, образованных по трещинам под бортами карстовых логов [90].

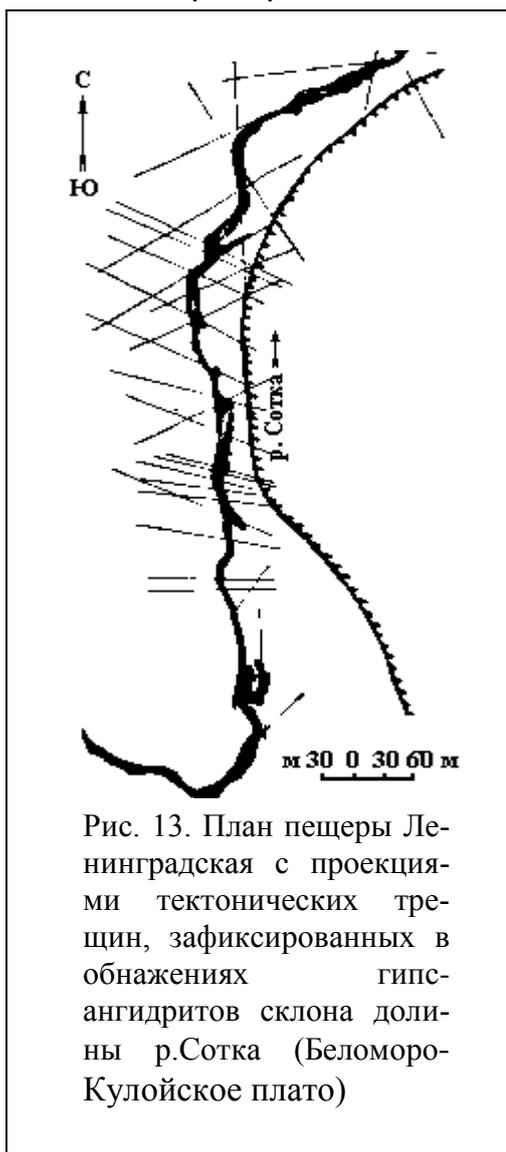


Рис. 13. План пещеры Ленинградская с проекциями тектонических трещин, зафиксированных в обнажениях гипсангидритов склона долины р.Сотка (Беломоро-Кулойское плато)

При карстологическом анализе участков массивов, где развиты трещины бортового отпора, необходимо принимать в расчет то, что данные дизъюнктивные образования играют роль не только зон снятия избыточных напряжений, но и локализации подземных вод и карстовых полостей. Определение карстологической и гидрогеологической роли той или иной трещины бортового отпора, ее влияния на безопасное освоение территории может быть проведено только комплексом полевых и ла-

бораторных методов. В каждом случае исследовательский комплекс методов определяется конкретными условиями проведения карстологического анализа.

В качестве примера приведем результаты изучения участка закарстованного карбонатного массива, расположенного в приосевой части Уфимского вала (Предуралья) и характеризующегося комплексным влиянием тектонических трещин, трещин бортового отпора, получивших развитие в левом борту каньонообразной долины р.Сылвы и зонах локализованного подземного стока. Изучение массива проводилось в целях предварительной оценки эксплуатационной безопасности участка железной дороги «Пермь-Екатеринбург», пересекающей карстовые районы Предуралья. В данном случае железнодорожное полотно проложено на искусственной террасе левого крутого склона долины реки. Вскрытие трещин при расширении железнодорожного полотна позволило сотрудникам Кунгурской карстовой лаборатории-стационара еще в 1956г. визуальнo изучить их внутреннее строение, заполнитель и провести необходимые замеры.

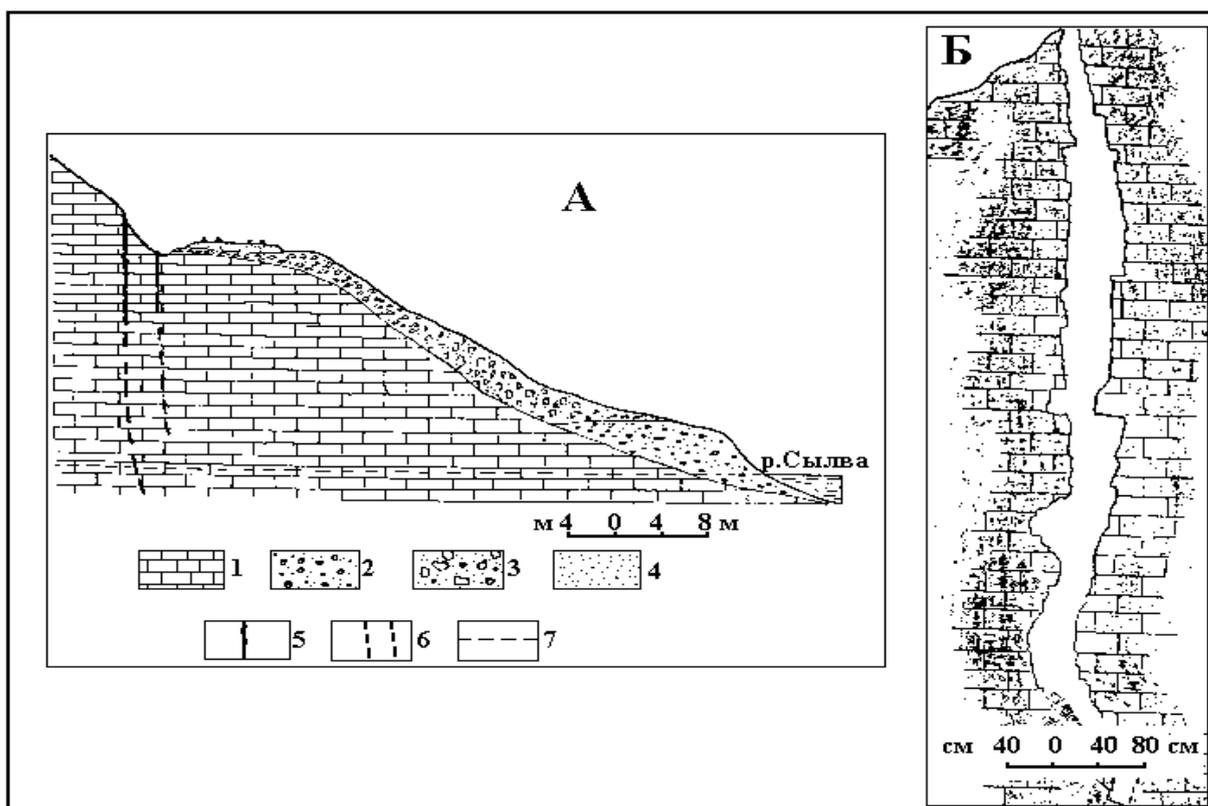


Рис. 14. Схематичный геологический разрез левого берега р.Сылвы (А) и поперечный разрез трещины бортового отпора (Б) на участке 1547/48 км, ПК1/2 Свердловской железной дороги: 1 – известняк кремнистый, 2 – аллювиальные отложения, 3 – делювиальные глыбовые отложения, 4 – балластный слой, 5 – прослеженные трещины бортового отпора, 6 – предполагаемое направление трещин бортового отпора, 7 – уровень подземных вод

Рис. 14 дает представление о местоположении трещин относительно элементов склона долины реки, их морфологии и морфометрии. Характер бортов трещин позволяет сделать вывод о том, что данные трещины были образованы отрывом блоков пород от массива в его приповерхностной части с их последующим горизонтальным перемещением в сторону эрозионного вреза. Ориентировка устьевых частей трещин бортового отпора, вскрытых при расширении железнодорожного полотна, соответствует ориентировке систем тектонических трещин, зафиксированных в пределах осевой части Уфимского вала и его западного крыла, что свидетельствует об унаследованности местоположения трещин бортового отпора при их формировании от существовавших ранее элементов дизъюнктивной структуры массива.

В склонах долин трещины бортового отпора формируют параллельные зоны эшелонированных разрывов, имеющие в ориентировке двойное подчинение: расположению бортов долины эрозионного вреза и ориентировке элементов дизъюнктивной структуры, которая в региональном плане определенным образом частично контролирует и ориентировку вреза. В пределах исследуемого участка одна из параллельных зон трещин бортового отпора находится в бровке склона (100 – 150м от полотна). Для этой серии трещин характерна большая раскрытость устьев-до 5 – 7м, их большая протяженность – до 65м вдоль бровки, представленной вертикальным обнажением пород высотой до 2.5 – 3.0м. Устья представляют собой узкие рвы, заполненные глыбовым материалом, глубиной 2 – 4м. Стенки рвов частично обрушены за счет эрозионно-карстового воздействия. Не исключено, что на склоне имеются аналогичные зоны устьев трещин бортового отпора, перекрытые обломочным материалом.

Проведенная вдоль бровки склона съемка тектонической трещиноватости позволила в картографическом варианте получить представление о трещинной структуре склона, сложенного известняками и доломитами филипповского горизонта кунгурского яруса (рис. 15). Карта отражает неравномерность, зональность площадного распределения трещин и отчетливо показывает, что зоны тектонических трещин контролируют ориентировку не только устьев трещин бортового отпора, но и эрозионных форм (логов), а следовательно, и сток поверхностных и подземных вод. Доказательством последнего является то, что в пределах зон сгущений тектонических трещин, коренные породы, выходящие на поверхность, содержат карстопроявления – каверны, полости (до 0.3м в поперечнике), вертикальные каналы. Здесь часто встречаются участки дробления пород шириной от 0.3 до 1.5м. Все указанные черты свидетельствуют о том, что зоны трещиноватости играют важную роль в гидродинамике массива, являясь местом поглощения поверхностного стока, перевода его в подземный и транспортируя подземные воды от водоразделов к основной дрене – р.Сылве, одновременно выполняя карстогенетические функции – локализуя формы подземного выщелачивания и способствуя возникновению деформаций поверхности за счет перераспределения мелкой фракции заполнителя трещин.

Подтверждением факта транзита подземных вод по зонам тектонических трещин и трещинам бортового отпора служат результаты гидрохимического опробования вдоль береговой линии р.Сылвы, представленные на рис. 16.

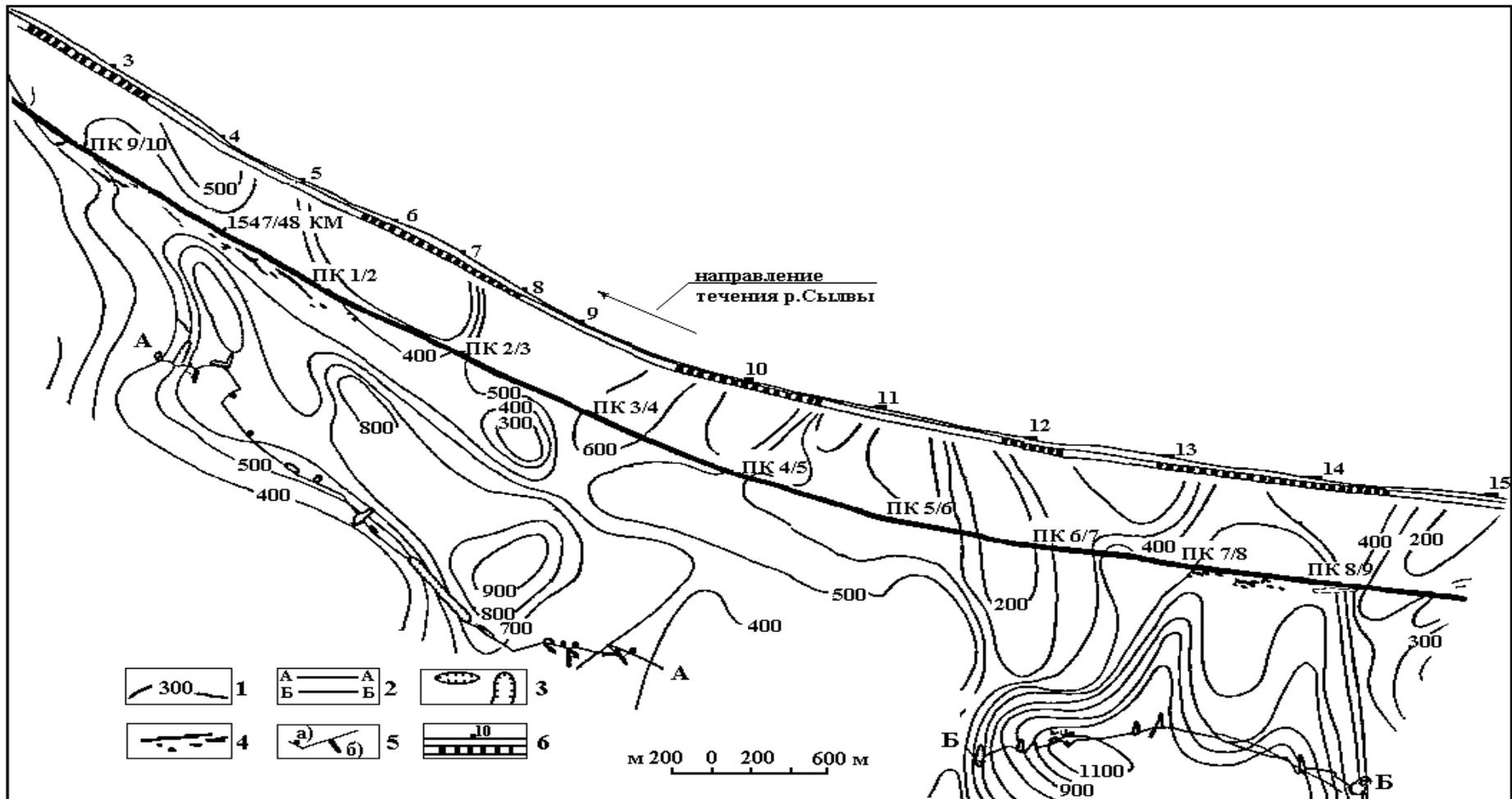


Рис.15. Карта соотношения положения зон тектонических трещин и трещин бортового отпора в карбонатах филипповского горизонта левого борта долины р.Сылвы (приосевая часть Уфимского вала, Предуралье): 1 – изолинии значений линейной плотности тектонических трещин ( $m/2500m^2$ ), 2 – линии обнажений известняков, 3 – устья трещин бортового отпора в бровке склона и эрозионно-обвальные понижения, 4 – трещины бортового отпора в нижней части склона, 5а – формы выщелачивания в известняках, 5б – зоны дробления пород, 6 – точки отбора проб воды на химический анализ и участки повышенного содержания  $HCO_3^-$  в пробах воды

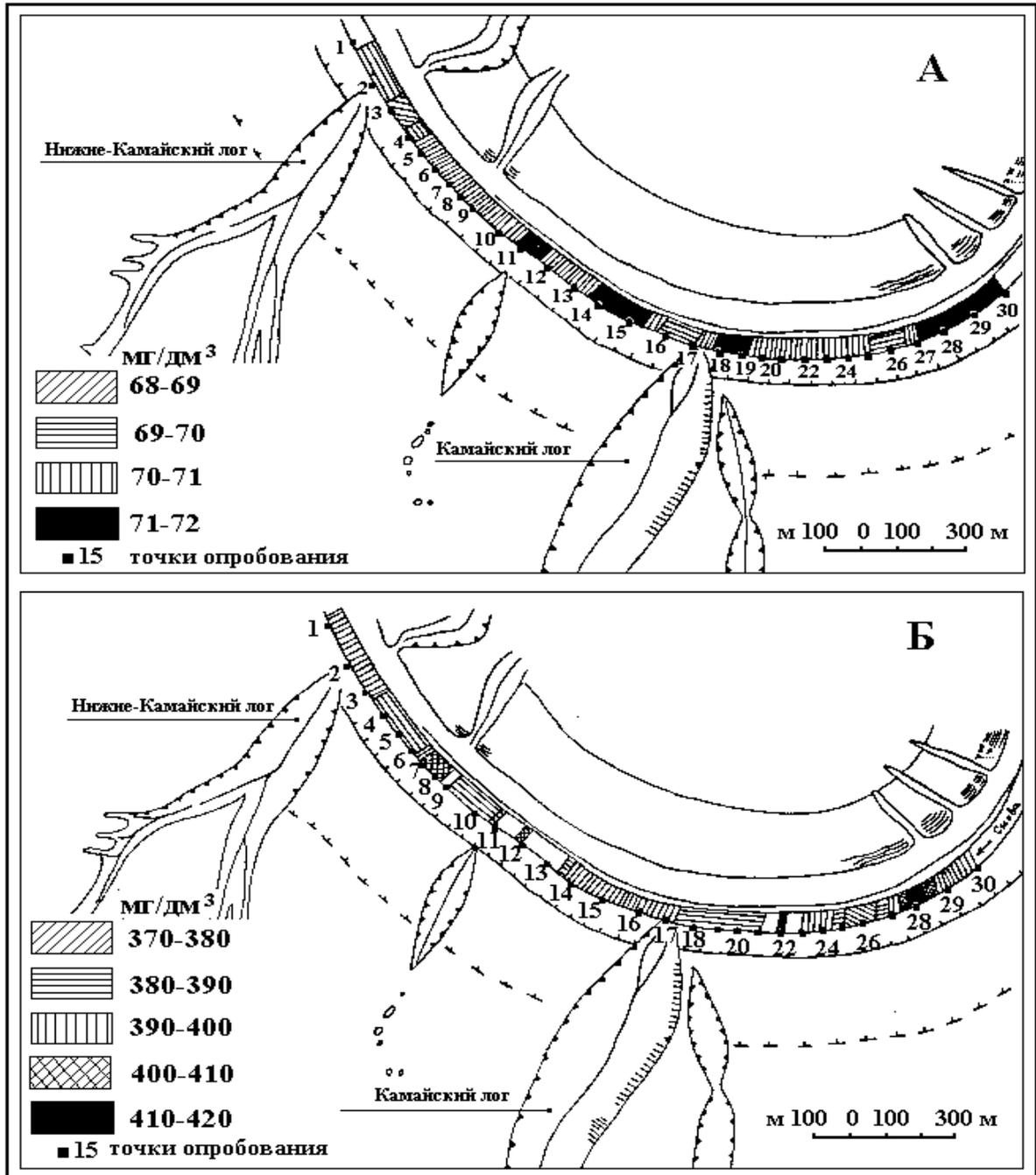


Рис.16. Результаты гидрохимического опробования р.Сылвы на участке развития трещин бортового отпора: А – содержание  $\text{Ca}^{2+}$ , Б – общая минерализация ( $\text{мг/дм}^3$ )

Гидрохимическое опробование и последующий химический анализ проб воды позволили установить интервалы разгрузки подземных вод в р.Сылву. Повышенное содержание в пробах  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{Ca}^{2+}$ , увеличение значений общей минерализации вод соответствуют 1) устьям эрозионно-карстовых логов, 2) линейным полям карстовых воронок в склоне, 3) участкам пересечения зон тектонических трещин и трещин бортового отпора. Учитывая практически одинаковое содержание  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{Ca}^{2+}$  в пробах трех указанных типов интервалов, можно предполагать аналогичность интенсивности процессов выщелачи-

вания в их пределах, несмотря на то, что участки последнего типа не имеют столь яркого выражения в рельефе как два первых.

### 3.4. ТРЕЩИНОВАТОСТЬ МАССИВОВ И СПЕЛЕОГЕНЕЗ

Развитие взглядов на гидрогеологию карстовых массивов естественным образом нашло отражение в изменениях представлений о спелеогенезе – образовании, развитии, заполнении и уничтожении карстовых полостей. Анализируя данную проблему, В.Н. Дублянский, В.В. Илюхин и др. [27, 28, 29] отметили, что вопрос «где, когда и каким образом» произошло формирование карстовых полостей различной морфологии остается узловым как в теории карста, так и в гидрогеологии карстовых областей: около 15% исследователей считают, что полости формируются во фреатической зоне, 25% – в вадозной, 60% отдают предпочтение и той и другой.

Разнообразие рисунков пещерных полостей в плане и разрезе контролируется многими факторами, основными из которых являются а) характер залегания пород, б) наличие дизъюнктивных нарушений различного генезиса, в) наличие в массивах зон дробления и зон системных трещин, генетически и пространственно связанных, как правило, с тектоническими дизъюнктивами. Дискуссия о генетической принадлежности карстовых полостей к определенным гидродинамическим зонам имеет длительную историю. Представления о спелеогенетической значимости той или иной гидродинамической зоны эволюционировали по мере накопления прямых наблюдений в пещерах и развития вопросов гидродинамической зональности карстовых массивов.

В карстоведении известен ряд гипотез, отражающих эволюцию проблем спелеогенеза. Их подробному обзору и анализу посвящены многие работы. Авторы наиболее полных из них упомянуты в начале данного раздела. Приведем краткое содержание гипотез с акцентом на спелеогенетических функциях элементов трещинной структуры карстовых массивов, фактически являющихся ядром любой из них. Необходимо отметить, что спелеогипотезы многими исследователями возведены в ранг теорий, однако, соглашаясь с В.Н. Дублянским [27, с.50], ни одну из существующих и дискутируемых, исходя из глубины их проработки, нельзя назвать теорией в полном понимании этого термина.

Одной из первых была предложена *вадозная гипотеза* [119, 125, 133], подразумевающая, что большинство пещерных объемов образуется потоком со свободной поверхностью. Вода из точки инфильтрации стремится вниз сквозь вадозную зону к водному уровню, используя системы субвертикальных и межпластовых трещин. Водный уровень, согласно гипотезе, устанавливается в до пещерную стадию посредством предварительных процессов эрозионного расчленения массива. Гипотеза допускает изменение положения водного уровня (рис.17).

*Глубокая фреатическая гипотеза* [108, 111] предполагает образование карстовых полостей много ниже водного уровня в случае, если этот уровень держится стабильным долгое время выше интервала развития трещинной проницаемости пород от «понора-поглотителя» к месту разгрузки.

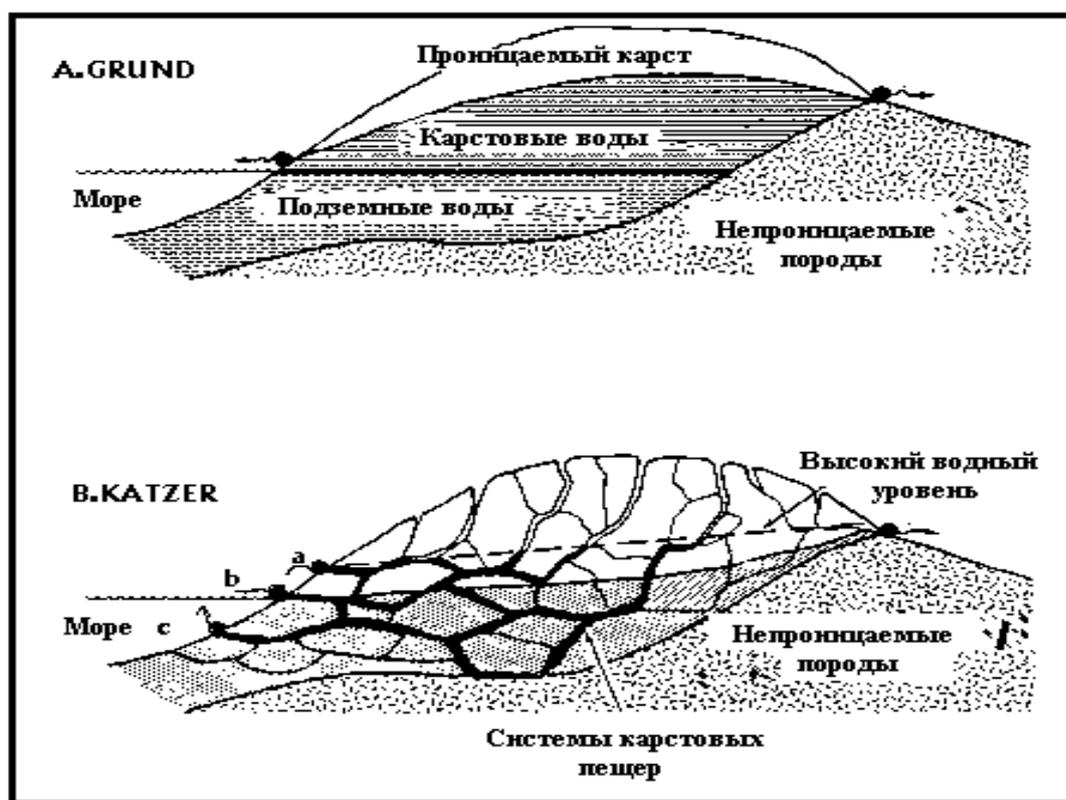


Рис.17. Гипотетические модели водоносных систем карстовых массивов по А. Grund [119] и В. Katzer [125]

В. Дэвис [111] отмечал, что в относительно гомогенных средах подземные воды циркулируют по аркообразным ходам, многие из которых развиты ниже областей разгрузки и питания. Он предположил, что полости развиваются благодаря растворению из первичных каверн ниже водного уровня. В качестве прямых доказательств он приводил трехмерное развитие лабиринтов пещер, слепые галереи и своеобразные продольные профили пещер, иными словами, все те особенности морфологии пещер, которые трудно было объяснить с позиций иных гипотез. В то время не было возможности непосредственного исследования фреатических полостей. По В. Дэвису все пещеры имеют полициклическое образование, по крайней мере, они частично модифицируются потоками зоны аэрации, проникающими в массив с поверхности, а также пещерными образованиями. К сожалению, долгое время идея В. Дэвиса не имела последователей.

*Гипотеза водного уровня* [140, 144] предполагает развитие пещер вдоль поверхности фреатической зоны, согласно конфигурации водного уровня, куда поступает вода из вадозной зоны.

В начале 30-х гг. внимание исследователей было обращено на феномен разгрузки тектонических напряжений. Было отмечено, что многие пещеры по положению, а следовательно, и по времени образования сопоставимы с реч-

ными террасами и эрозионными поверхностями, т.е. для их развития необходимы длительные периоды постоянного положения базиса эрозии.

В 1932 г. А. Свиннертон [144] в работе «Образование пещер в известняках» предпринял попытку критики гипотезы В. Дэвиса, как применимую только в гомогенных породах. Он писал, что в известняках, разбитых трещинами и поверхностями напластования, движение воды происходит по коротким отрезкам, обычно вдоль водного уровня, исключительно по открытым, неглубоко расположенным трещинам, а глубина развития пещер определяется положением поверхности водного уровня, который в его изгибах контролируется глубиной и положением рельефа. Подземный дренаж происходит более быстро с поверхности в глубину, оставляя ответвления основной подземной галереи сухими, где в частности и происходит формирование спелеоформ. Следовательно, нет необходимости утверждать идею о полициклическом формировании пещер. Водный уровень периодически варьирует и часто полости заполнены водой, находящейся под гидростатическим напором. Следовательно, также нет необходимости ссылаться на фреатические условия формирования полостей, используя «фреатические черты» морфологии спелеоканалов. Соответствие пещерных уровней террасам также свидетельствует в пользу вадозного образования пещер.

Полярные по сути гипотезы находили своих последователей и противников. Параллельно развивались идеи, отражающие взгляды как тех, так и других. Например, Дж. Гарднер [117], склоняясь больше к идее А. Свиннертона, чем к идее В. Дэвиса, допускал возможность фреатического растворения, приводя в качестве доказательств результаты полевых исследований. Он говорил, что пещеры, прорезанные речными долинами, являются по образованию фреатическими, занятыми впоследствии вадозными потоками.

Д. Форд и Р. Эверс [115] предприняли попытку соединения имеющихся спелеогипотез в «единую генетическую гипотезу». Была предложена четырехуровневая модель, в которой «глубокие фреатические пещеры» и «пещеры водного уровня» – конечные члены в эволюционном ряду спелеосистемы. Морфология и морфометрия указанных типов пещер зависят от частоты трещин в массиве и их проницаемости агрессивными водами. Согласно представлениям авторов гипотезы, вадозные пещеры – результат падения водного уровня, а, следовательно, первоначально они имели фреатическое происхождение.

Пещеры, по определению Д. Форда и Р. Эверса, – интегральные сети каналов растворения с диаметром более 5мм, перераспределяющие воду от областей питания до областей разгрузки. В каналах данных диаметров характер течения воды преимущественно турбулентный. Все другие трещины и каверны (меньших диаметров) отражают до пещерную стадию развития дренажной сети. Начальная стадия развития трещинной структуры массива характеризуется трещинами с микропараметрами, имеющими потенциальную возможность преобразования в карстовые каналы по направлениям, благоприятным для водопроницаемости. Наиболее ранние черты карстовой дренажной системы, выделяемые морфологически – семейства параллельных каналов, заложенных в межпластовом пространстве. Они ориентированы по

падению межпластовых трещин и имеют протяженность от нескольких до десятков метров. При этом углы падения межпластового пространства могут быть небольшими (около  $5^\circ$ ).

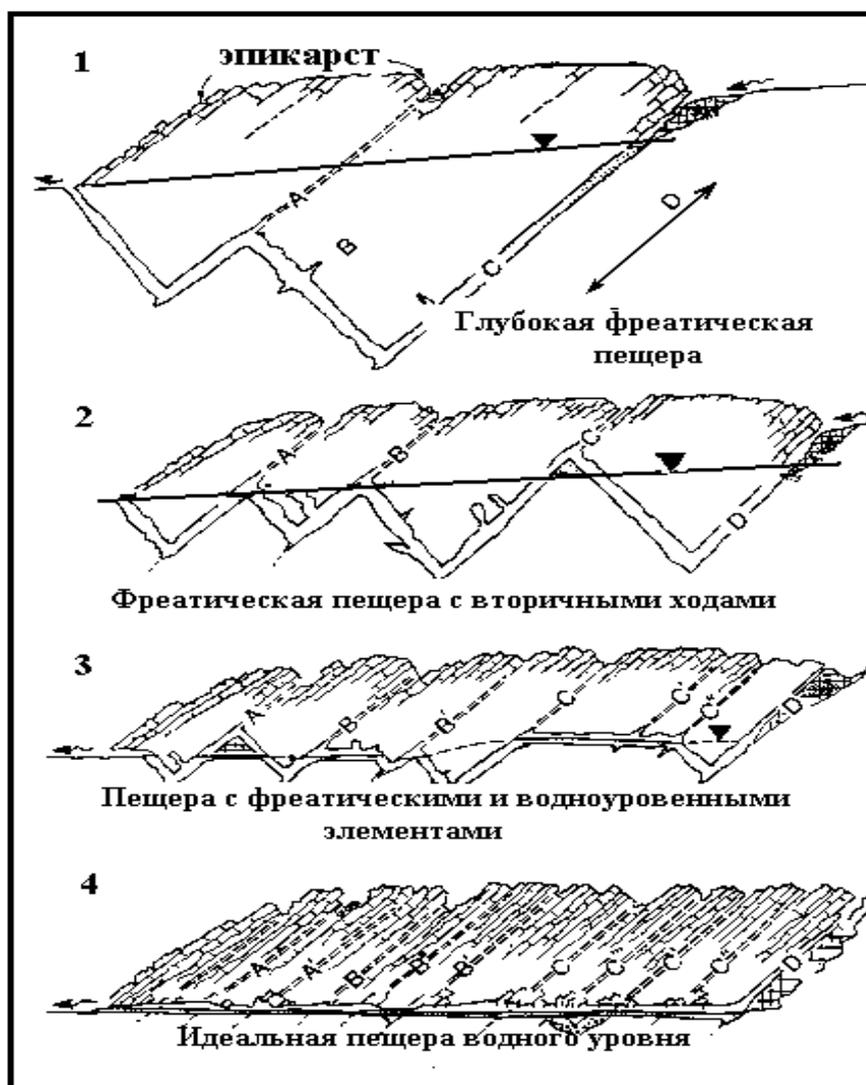


Рис.18. Четырехуровневая модель развития карстовых систем по D.C. Ford и R.O. Ewers [115]

Каналы параллельных межпластовых пространств могут соединяться вертикальным каналом, сформированным по внутрипластовой или секущей трещине. Сочетание каналов в параллельных межпластовых пространствах, соединенных вертикальным каналом, составляет базисный структурный элемент объединения первичной сети карстовой дренажной системы – «простейшую фреатическую петлю». Вся дальнейшая эволюция пещеры определяется частотой трещин, используемых первичным водным потоком (рис. 18).

В процессе эволюции интенсивность трещиноватости массива, как правило, повышается – возникает все больше и больше проницаемых трещин. В связи с этим теоретически процесс возникновения новых фреатических пе-

тель в конкретном глубинном интервале может продолжаться до тех пор, пока карстующийся пласт не окажется выше водного уровня. Процесс заложения фреатических каналов регулируется степенью тектонической активности региона.

По мере приближения интервала заложения сети каналов растворения к водному уровню избыточное давление стремится к нулю. При опускании пласта избыточное давление возрастает. Тектонические движения выполняют функции гидронасоса, прокачивающего водно-воздушную смесь через порово-трещинное пространство.

Согласно взглядам авторов «единой генетической гипотезы», существует четыре стадии развития трещиноватости и соответствующей эволюции пещер. Первая и четвертая являются экстремумами, вторая и третья - промежуточными между первой и последней (рис.19).

*Стадия 1.* Массив характеризуется малыми объемами трещин, потенциально пригодных для развития полостей в глубокой фреатической зоне. Каналы растворения развиваются вдоль первых простейших фреатических петель ниже водного уровня.

*Стадии 2-3.* Происходит геометрическое увеличение количества карстовых каналов по направлениям к пещерам, образованным на экстремальных стадиях. Выше водного уровня, в вадозной зоне, вдоль участков пещер формируются эрозионные врезы. Во фреатической зоне, в случае затруднения растворения в плоскости пещерных ходов (кольматация трещин, литологические замещения и др.), коррозия развивается в парагенетических ходах в соответствии с конфигурацией водного уровня, где фреатические петли пересекаются каналами новых генераций по направлениям наиболее благоприятным для трещинной фильтрации.

*Стадия 4.* Массив характеризуется густой сетью трещин, обеспечивающих большое количество альтернативных путей движения воды. Трещинная среда высокопроницаема. Вода от областей питания к области разгрузки выбирает наиболее короткий путь. Конфигурация водного уровня хорошо установлена, а увеличение количества и объемов карстовых каналов ограничено мелким интервалом ниже среднего водного уровня. Выше водного уровня увеличение каналов растворения происходит за счет инфильтрационных потоков.

Перечисленные явления накладываются друг на друга при изменениях положения водного уровня, изменениях значений гидравлического градиента (рис.20).

П. Миланович [135] по материалам бурения скважин, изучения связи трещиноватости и закарстованности в известняках Динарской провинции установил, что закарстованность аналогично проницаемости ( $K$ ) с глубиной уменьшается по экспоненциальной зависимости

$$K=K_{\text{exp}} \left( \frac{Z}{Z_k} \right), \quad (13)$$

где  $Z_k$  – значение глубины карстификации.

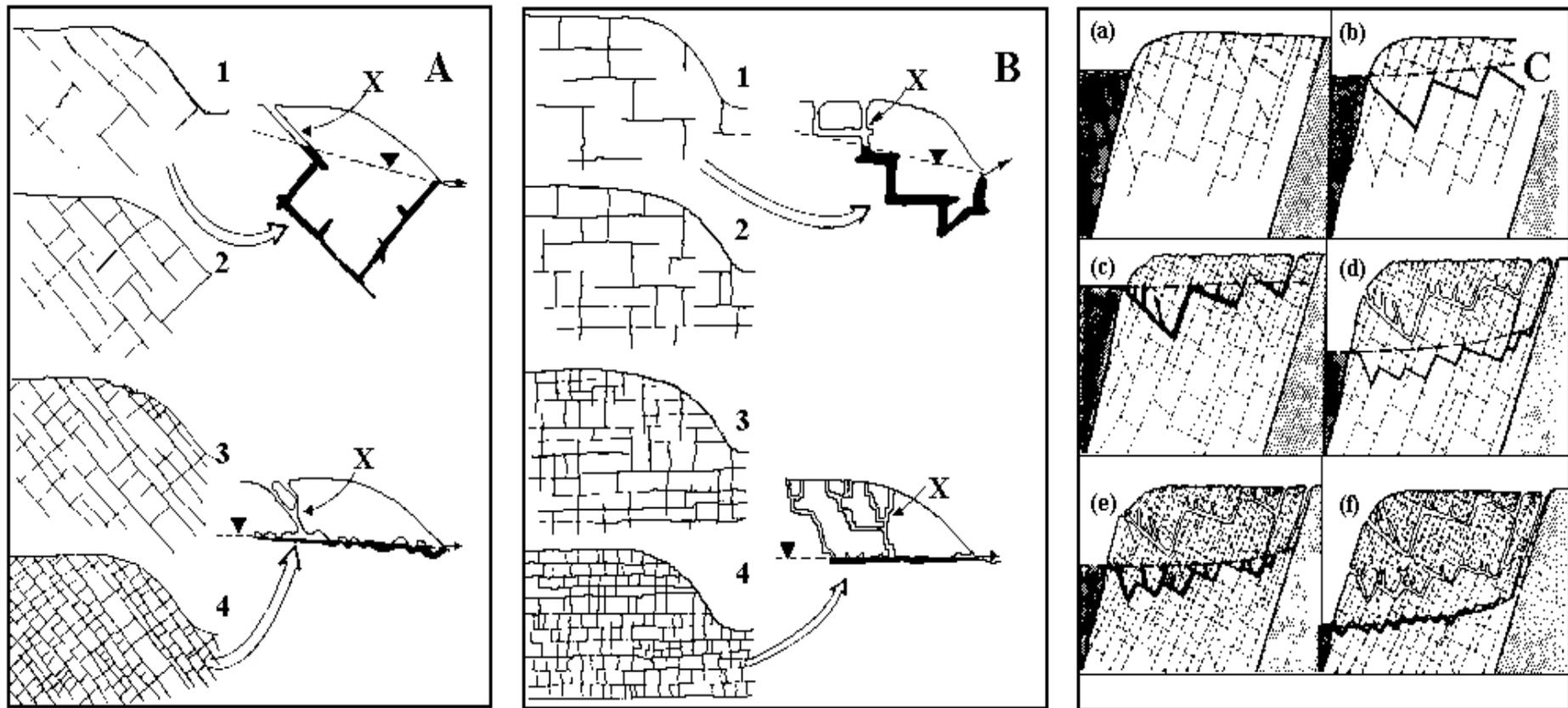


Рис.19. Этапы изменения интенсивности трещиноватости карстовых массивов, определяющие формирование различных типов пещер (по [115]: А – для наклонного, В – для горизонтального залегания пластов, (х) – водопоглощающие пещеры вадозной зоны. Типы состояния интенсивности трещиноватости (1 – 4) соответствуют модельным уровням (1 – 4) развития карстовых систем. С – пример повышения интенсивности трещин в процессе геологического развития карбонатного массива и соответствующие изменения морфометрии, морфологии и положения пещер. Данный рисунок схематичен, но в основе соответствует строению и закарстованности центральной части карстового района Мендип Хиллс (Англия)

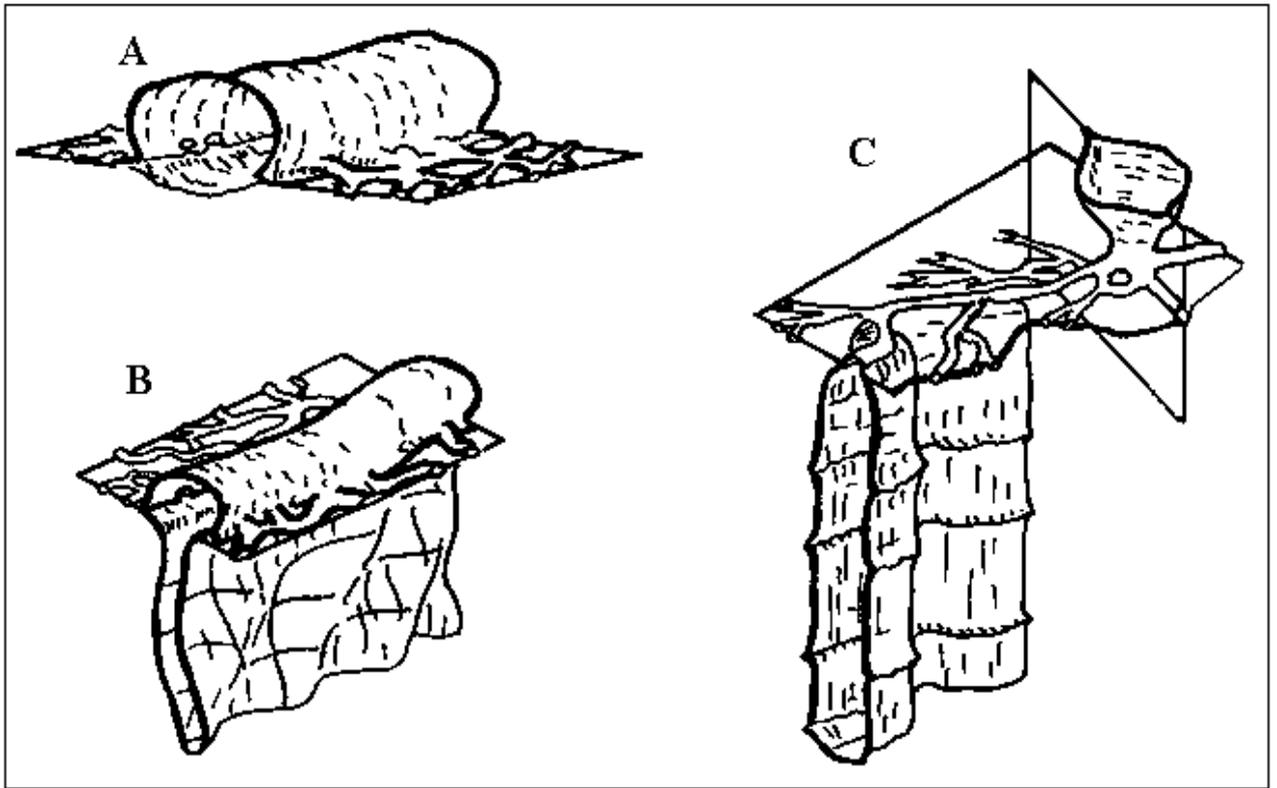


Рис. 20. (А) Фреатический канал, сформированный по трещине напластования в результате избирательной коррозии среди первичной сети каналов; (В) каньон вадозной зоны, развившийся из фреатического канала потоком со свободной поверхностью, удалившим осадки и углубившим дно канала; (С) вертикальная шахта, сформированная вадозными водами, расширившими вертикальные трещины или водами, поступающими вдоль каналов в трещинах напластования к вертикальным трещинам. Многие шахты формируются восходящими водными потоками (по J.F. Quinlan и др., [138])

Закарстованность (карстификационная зона) наиболее интенсивна у поверхности. Мощность данной зоны изменчива и соответствует зоне инфильтрации. Зона включает и карстовый рельеф, расчлененность которого увеличивается под действием эрозионных процессов. Данная закономерность относится к одной из фундаментальных закономерностей развития и распределения карста, контролируемой особенностями распределения трещинной проницаемости массивов вне зависимости от их геоструктурной принадлежности. Изменяется только мощность карстификационной зоны: для Динарской провинции резкое снижение проницаемости пород фиксируется на глубине 300м, а в карбонатной толще Кизеловского карстового района (Западно-Уральская зона складчатости) – на глубинах от 600 до 1000м (рис.21).

Очевидно, что проницаемость массива является функцией размеров и геометрии сети трещин. Изменение параметров сети трещин влечет за собой и изменение характера закарстованности.

Исследования отечественных спелеологов свидетельствуют 1) об образовании карстовых полостей в различных гидродинамических условиях, 2) об

их полигенетичности, 3) об их пространственно-временной подчиненности воздействиям коррозионных, эрозионных и гравитационных процессов, степень влияния которых меняется в зависимости от положения полости относительно гидродинамических зон массива [28].

Например, полости коррозионно-эрозионного класса, наиболее крупные по протяженности и объемам, могут располагаться в нескольких гидродинамических зонах одновременно. Как отмечает В.Н. Дублянский [27], в пределах Альпийской складчатой зоны полости данного класса имеют признаки первичной проработки напорными водами, вторичной переработки турбулентными безнапорными потоками, инфильтрационными и конденсационными водами. Об их эрозионной проработке свидетельствует форма поперечных сечений ходов, характер водно-механических отложений и их положение относительно поверхностных питающих водосборов. В настоящее время верхние и средние звенья крупных карстовых полостей расположены в зоне аэрации и переменного водонасыщения, а нижние – в зонах переменного и полного водонасыщения.

Таким образом, гипотезы об образовании и развитии карстовых полостей в какой-либо одной из выделяемых гидродинамических зон с позиций современных данных не могут являться абсолютными. Изменение представлений об эволюции полостей в сторону их полигенетичности – характерная особенность развития карстоведения.

Обобщение данных карстолого-спелеологических исследований позволяет выделить в массиве две группы подземных карстовых полостей, обладающих своеобразной морфологией и местоположением относительно гидродинамической зональности карстовых вод: полости, связанные с зоной активного водообмена (периодического колебания уровня вод и горизонтальной циркуляции), и полости, связанные с зоной замедленной (в том числе сифонной) циркуляции вод, как правило, ниже местных базисов эрозии.

В первом случае полости разрабатываются агрессивными водами свободно движущихся концентрированных водотоков (вадозная обстановка). Во втором – медленно движущимися напорными относительно минерализованными водами (фреатическая обстановка). В вадозной обстановке формирующиеся полости обводнены незначительно, их рост происходит преимущественно по вертикали. Однако с накоплением в днищах каналов глинистого материала рост полостей по вертикали замедляется и замещается их увеличением в ширину. Судя по конфигурации в плане исследованных пещер, полости вадозной обстановки имеют элементы «речного» характера: длинные каналы и тоннели, часто извилистые, принимающие боковые подземные потоки. Воды, движущиеся в таких каналах и тоннелях, производят большую эрозионную работу, особенно в многоводные периоды.

В плане пещеры «речного» типа напоминают поверхностную речную сеть (рис.22, а). Среди них можно выделить: моногалерейные, параллельно-галерейные, конвергентные (сходящиеся) и дивергентные (расходящиеся). Возможны и другие морфологические типы горизонтальных пещер зоны активного водообмена. Их морфологический облик определяется конкретными геолого-структурными и гидродинамическими условиями.

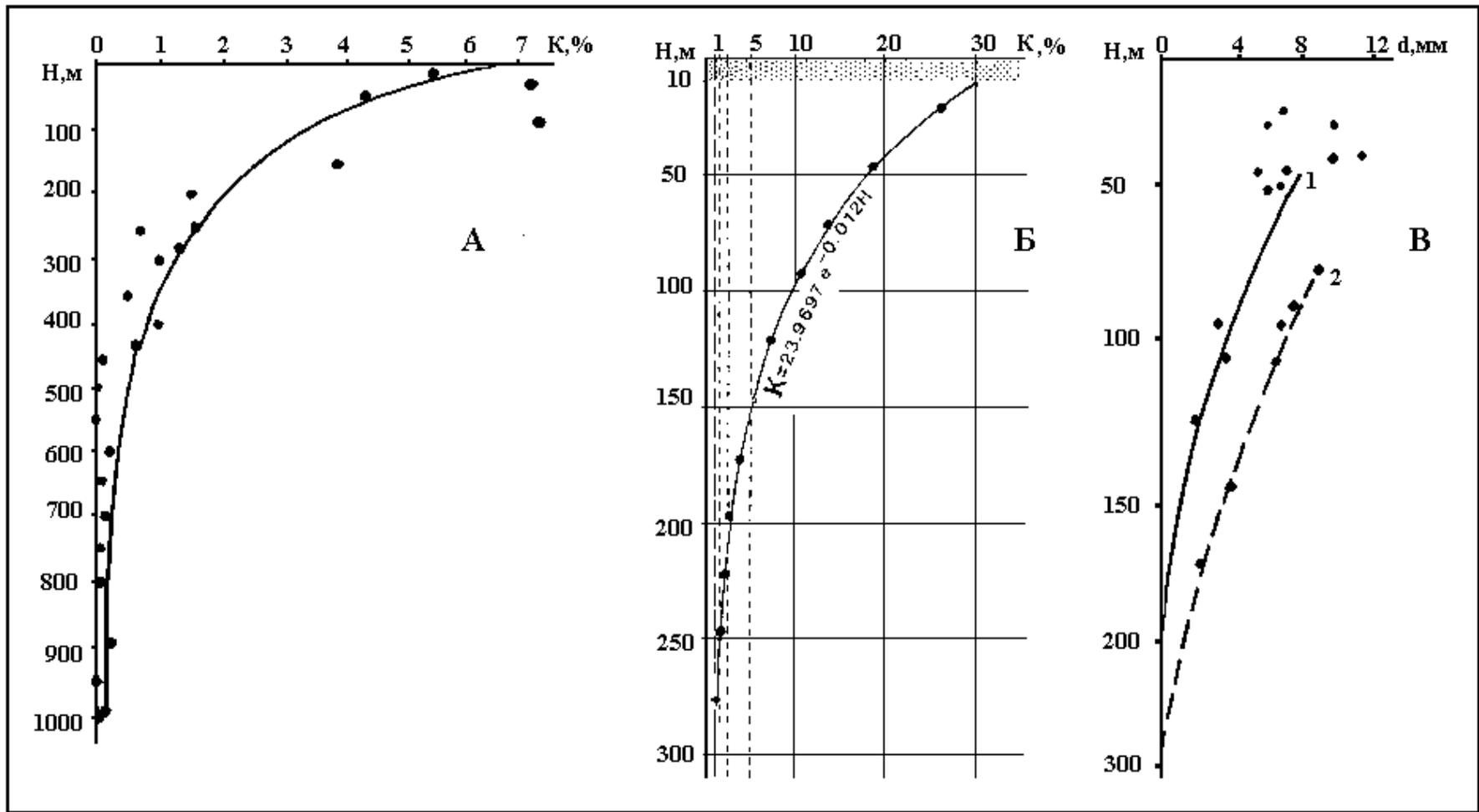


Рис.21. Характер соотношения между коэффициентами закарстованности (K), раскрытием трещин (d) и глубиной (H): А – в карбонатной толще западного крыла Главной Кизеловской антиклинали (Зап.Урал) по данным 217 буровых скважин (материалы Ю.А. Ежова, 1963); Б – в известняках Динарской провинции по данным 146 буровых скважин (по Р.Т. Milanovic [135]); В – в толще сланцев Прибалтийского сланцевого бассейна (материалы М.С. Газизова, 1971)

Во фреатической обстановке, в условиях полного обводнения подземного коллектора, подверженного коррозии во всех направлениях, воздействие напорных вод формирует лабиринты ходов по площади развития водоносного горизонта. На начальных стадиях развития полости-лабиринты имеют вид сложной сети взаимопересекающихся ходов, отражающих трещиноватость массива. В процессе развития полости сливаются между собой, а карстовая система превращается в лабиринт. Пещеры этого типа имеют наибольшую протяженность (Оптимистическая, Озерная, Золушка). Среди пещер фреатического происхождения по рисунку ходов в плане можно выделить решетчатые пещеры и пещеры-лабиринты (рис.22, б).

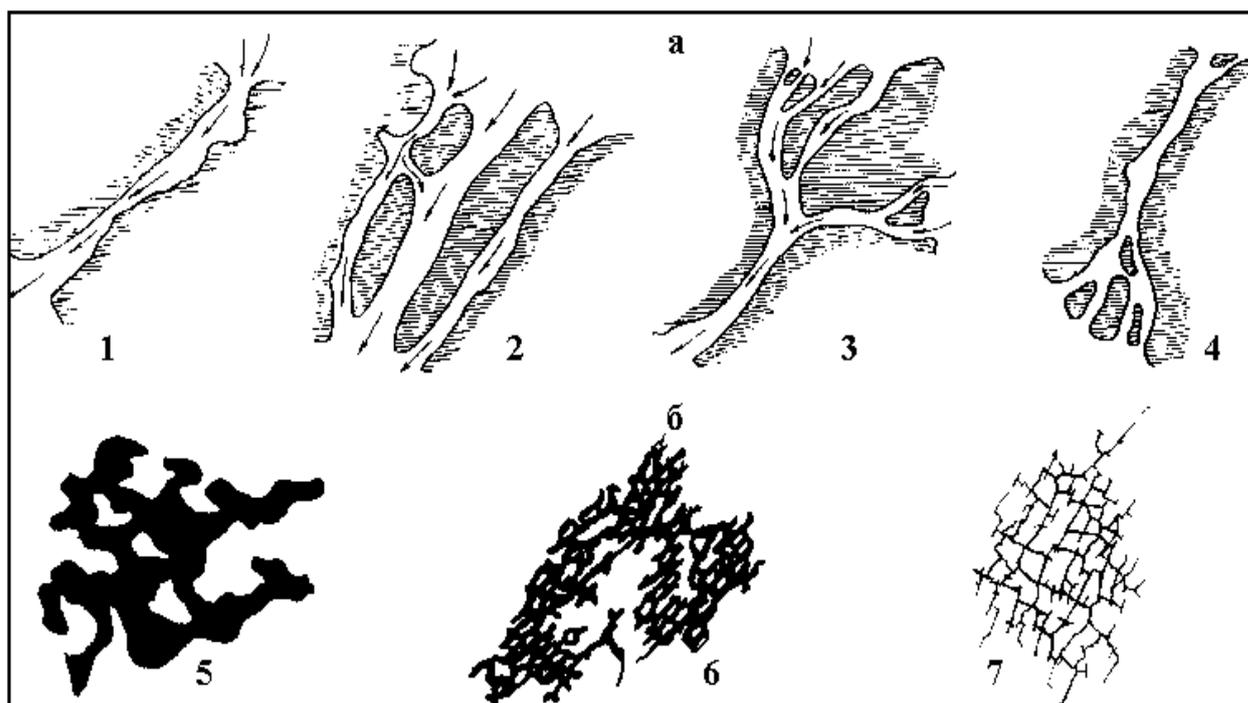


Рис.22. Морфологические типы вадозных (а) и фреатических (б) полостей. 1 – моногалерейные, 2 – параллельно-галерейные, 3 – конвергентные, 4 – дивергентные, 5 – лабиринтовые, 6 – лабиринтово-решетчатые, 7 – решетчатые

Часто фреатическая обстановка пещерообразования предшествует вадозной. Именно поэтому в пещерах длительно развивающихся массивов могут присутствовать морфологические элементы и лабиринтового и речного типов. Взаимоналожение элементов различных генераций обуславливает сложный характер морфологии пещер, требующий глубокого анализа палеообстановок.

Затрагивая вопрос о стадийности образования того или иного спелеообъекта, следует исходить из временного соотношения спелеостадий и временных отрезков тектонического преобразования массива. Не рассматривая в подробностях представления о стадийности формирования закарстованности, изложенные в свое время Г.А. Максимовичем [59], В.Н. Дублянским и др. [29] и ставшие классическими, отметим, что *анализ истории тектонических дви-*

*жений, соответствующего развития трещиноватости и гидрогеологической обстановки представляет собой основу изучения закономерностей развития карста.*

Исследования трещиноватости карбонатных и сульфатных пород, проведенные автором в карстовых районах Урала, Предуралья, Кулойского плато, Буковины, Приднестровской Подолии, Западного склона Большого Кавказа, пространственное сопоставление распределения трещиноватости и форм карста, позволили выделить четыре наиболее общие стадии формирования закарстованности массива, характеризующегося различными во времени степенями трещинного дробления, обусловленными тектоническими подвижками.

*Первая стадия* начинается после воздымания территории под влиянием тектонических подвижек. На участках поверхности карстующейся толщи, характеризующихся более сильной раздробленностью, коррозия протекает интенсивней, чем на участках относительно среднего или слабого дробления. Неравномерное понижение кровли карстующегося пласта формирует волнообразный рельеф.

В зоне горизонтальной циркуляции подземные воды перераспределяются соответственно плановой трещиноватости – от менее водообильных слабо-раздробленных зон через среднераздробленные к сильно-раздробленным зонам, по которым локализованные трещинно-карстовые воды движутся к очагам разгрузки.

Формирование крупных коррозионных каналов и полостей происходит, как правило, на границах среднераздробленных и сильно-раздробленных зон. Данное явление объясняется более быстрым насыщением вод растворимыми солями в условиях относительно высокого трещинного дробления и более быстрой кольматацией трещин в сильно-раздробленных зонах. Коррозионное расширение наиболее крупных трещин с различной степенью интенсивности происходит во всех зонах трещиноватости. Итогом первой стадии является специфический гидрогеологический облик массива со сложным, анизотропным строением горизонта трещинно-карстового коллектора и локализованными потоками вод.

*Вторая стадия* характеризуется увеличением и концентрированием потока атмосферных осадков на склонах положительных элементов карстового рельефа. В результате происходит его переработка: карстовые останцы могут принять вогнутую форму, а притоки вод в депрессиях уменьшаются за счет кольматации трещин в днищах материалом, снесенным с останцов.

В массиве идет увеличение размеров коррозионных полостей, зародившихся во время первой стадии, преимущественно в сторону сильно-трещиноватых зон за счет комплексного действия процессов гравитационного обрушения кровли, подземной потоковой эрозии и коррозии. Формируются коррозионно-обвальные полости, часто со сводчатыми потолками. Расширенные растворением трещины слабо- и среднетрещиноватых зон увеличиваются в размерах, иногда сливаясь в полости второй генерации, также локализирующих подземные воды. В массиве действуют локализованные потоки двух типов: а) основные – по границам сильно- и среднетрещиноватых зон, осуществляющим транзит вод к эрозионным врезам, б) вспомогательные – преимущест-

венно в среднераздробленных зонах, выполняющие водосборную роль основных потоков. Относительно монолитные и слабораздробленные участки массива выполняют роль местных подземных водоразделов, где не исключается процесс коррозионного расширения отдельных трещин.

Таким образом, в карстовом массиве второй стадии развития присутствуют все типы карстовых полостей: коррозионно-обвальные в зонах интенсивной трещиноватости, коррозионные в зонах средней интенсивности дробления и расширенные растворением трещины в слаботрещиноватых породах.

*На третьей стадии* на поверхности карстующегося пласта происходят дальнейшее углубление и расширение карстовых депрессий и седловин, контролируемые степенью кольматации приповерхностных трещин, мощностью и составом обвално-карстовых отложений, затрудняющих фильтрацию.

Поверхность массива осложняется коррозионно-провальными, коррозионно-суффозионными формами. В сильнораздробленных зонах карстующегося пласта полости достигают критических размеров, превышающих устойчивость кровли по отношению к собственному весу и нагрузке от перекрывающих отложений. В среднераздробленных происходит формирование обвальных сводов больших коррозионных полостей, что определяет постепенную смену типа полости на коррозионно-обвальный. В слабораздробленных зонах продолжается коррозионное расширение трещин, а в местах их пересечений формируются незначительные по размерам полости.

В соответствии с изменениями трещинно-каверновой (карстовой) структуры массива меняется и характер циркуляции трещинно-каверновых вод. Формирование обвално-карстовых отложений в зонах интенсивной трещиноватости, заполнение трещин водно-механическими и водно-химическими отложениями снижает, а иногда и полностью устраняет их фильтрационные свойства.

Главными путями фильтрации вод становятся трещины, карстовые каналы и полости среднераздробленных зон. Рост полостей в зонах среднего дробления не ограничен слабой устойчивостью кровли и они достигают размеров много больших, нежели полости зон сильного дробления.

*Четвертая, заключительная стадия* характеризуется значительным или полным растворением и выносом материала обрушения на месте сильнораздробленных зон подземными и поверхностными водами. В местах существования систем подземных ходов и полостей получают максимальное развитие эрозивно-карстовые линейные формы (овраги, лога, каньоны и др.).

Свидетельством прошедших этапов подземной закарстованности являются карстовые мосты, арки. На местах среднераздробленных зон формируются карстовые провалы – свидетели достижения коррозионно-обвальными полостями критических размеров.

В слабораздробленных зонах коррозионное расширение трещин приводит к их слиянию и формированию обширных полостей и каналов. Вследствие того, что расстояние между трещинами в данных зонах достаточно велико, полости и каналы могут достигать размеров, превышающих размеры полостей предыдущих стадий.

Места существования зон сильного дробления становятся местными базами эрозии, по которым в зависимости от водности района движутся постоянные или временные водотоки, в их руслах наблюдается поглощение поверхностных вод – процесс карстообразования переходит на более низкий гипсометрический уровень. В то же время водотоки карстово-эрозионных врезов дренируют трещинно-каверновые воды зон среднего и слабого дробления. Единый горизонт трещинно-каверновых вод прекращает существование в результате его рассечения карстово-эрозионными врезами. Фрагменты горизонта остаются в пределах площадей развития зон среднего и слабого дробления.

Цикл формирования новых генераций карстовых форм повторяется в том случае, если под действием тектонического воздымания в интервал интенсивного водообмена будут выведены новые толщи растворимых пород. Цикл может прерваться на любой стадии в результате тектонического погружения массива.

## **ГЛАВА 4 КАРСТ И СКЛАДЧАТЫЕ ДИСЛОКАЦИИ**

### **4.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕХАНИЗМАХ ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР**

Достаточно тесная связь закарстованности и положительных тектонических структур – факт, установленный со времен первых региональных обобщений по карсту. Результаты сопоставления структурного плана территории и закарстованности имеются в работах практически всех видных исследователей карста.

Согласно кинематической классификации складчатости В.В. Белоусова [8], в земной коре выделяются складки нагнетания, глыбовые, общего смятия, глубинные. Следует отметить, что складчатость нагнетания характерна главным образом для соляных куполов, а глубинные складки не проявляются на поверхности. Наибольшее распространение в приповерхностной части земной коры и на поверхности в целом, а в районах распространения карстующихся пород в частности имеет складчатость общего смятия и глыбовая.

Глыбовые складки генетически связаны с поднятиями участков земной коры относительно соседних территорий. Их также именуют «штамповыми», «поперечного изгиба», «отраженными», «платформенными». Последнее наименование не совсем корректно, поскольку глыбовые складки присутствуют и в горно-складчатых областях. Морфологически эта прерывистая складчатость весьма разнообразна: пологие купола и массивные горстообразные сундучные поднятия с плоскими вершинами и крутыми крыльями, валы и асимметричные поднятия с одним пологим и другим крутым крылом и др. Территории, занятые глыбовой складчатостью, в типичном случае характеризуются развитием только одних самостоятельно развивающихся антиклиналей, промежутки между которыми представлены породами с ненарушенным залеганием. Относительно крупные складки осложнены более мелкими поднятиями и опусканиями.

Складчатость общего смятия (в морфологическом отношении – «полная» или «голоморфная») – результат деформаций пород под влиянием продольного (тангенциального) сжатия, направленного параллельно слоям. В отличие от глыбовой складчатости с ее индивидуализированным развитием и морфологией, складчатость общего смятия характеризуется территориальной подчиненностью крупных сообществ складок единому режиму деформации. Такой тип складчатости характерен исключительно для горно-складчатых областей, создаваемых в условиях деформационных режимов большой амплитуды и больших градиентов.

Интенсивность карстового процесса, распределение поверхностных и подземных карстовых форм в пределах пликативных образований контролируются условиями возникновения и развития конкретной складки, в конечном итоге определяющими соотношением, залеганием, мощностью и проницаемостью карстующихся и перекрывающих пород. В локальном плане, в пределах различных типов складчатых тектонических структур, отдельные карстовые формы образуют совокупности, определяющие зональность карстопроявлений различной интенсивности. С позиции идентичности сложения и механизма образования складчатых структур одного типа мы можем предполагать в их пределах идентичность характера дизъюнктивных дислокаций, а следовательно, и характера распределения зон трещинной проницаемости и закарстованности. Действительно, данное предположение подтверждается внутри складок единого механизма образования, но только на уровне общей схемы. Проблема состоит в практическом отсутствии в природе абсолютно идентичных по строению и геологическому развитию складчатых структур.

По определению М.В. Гзовского [20] расположение главных разрывов складки (секущих слоистую толщу) зависит от особенностей *общего поля напряжений*, наложенного на слоистость. Общее поле напряжений создается *основным ведущим механизмом* формирования складки как единого целого.

*Механизм дополнительных осложнений*, связанный со слоистым строением осадочного покрова, создает дополнительные осложнения общего поля напряжений - *внутрислойные поля напряжений*, которые способствуют возникновению систем внутрислойных трещин.

Исследования закарстованных территорий на антиклинальных структурах свидетельствуют о строгой приуроченности форм подземного карста к разрывам, рассекающим различные пачки слоев, т.е. к разрывам, обусловленным ведущим механизмом формирования складки. Следовательно, в целях карстологического прогноза целесообразно построение схем расположения главных разрывов складки.

Каждому механизму формирования складки соответствуют частные закономерности общего поля напряжений, а в итоге деформаций и разрывов. В общем случае на распределение напряжений, деформаций и разрывов оказывают влияние:

- 1) направления действия внешних сил, начальная форма (геометрические параметры) геологического тела, характер движения его поверхности;

- 2) физические свойства вещества геологического тела, его структура, включая слоистость, наличие складок и разрывов более древних генераций;
- 3) развивающиеся внутри тела деформации, напряжения и разрывы на анализируемый период складкообразования.

Даже в общем случае на распределение напряжений общего поля влияет ряд факторов, каждый из которых характеризуется своим набором второстепенных факторов и т.д. Определение влияния большинства из факторов, их математическое описание и составление целостной математической модели в геологической практике трудноосуществимы. Наиболее простым и не представляющим сложности в практическом использовании является моделирование с применением типовых решений пространственных задач по расчету напряжений при изгибах пластин, применяемых в теории упругости. Выбор задач такого типа обусловлен тем, что мощности исследуемых карстующихся пластов много меньше их размеров по площади.

Основные условия моделирования: однородность, изотропность и упругость модельного материала. Основные вводимые данные: размеры пласта, его механические характеристики (модуль Юнга, коэффициент Пуассона), давление, оказываемое на пласт вышележащей толщей пород, направления действия прикладываемых нагрузок, амплитуда изгиба пласта.

Очевидно, что при решении задач подобного типа не учитывается анизотропность пород пласта, обуславливаемая изменчивостью механических свойств, наличием разрывных дислокаций, имеющих место до начала изгиба. Вместе с тем опыт применения решений данных задач свидетельствует, что получаемое на моделях распределение напряжений с достаточной степенью достоверности отражает распределение зон и участков в реальном пласте, где нагрузки, превосходящие по значениям прочность пород, привели к разрыву их сплошности. Результаты физического моделирования разрывов в пределах складок (работы лаборатории тектонофизики Института Физики Земли) показывают, что разрывы в анизотропных или неоднородных материалах несколько отклоняются от их положения, свойственного однородному изотропному материалу, и приспособляются к участкам с пониженной прочностью, но в первом приближении соответствие между ориентировкой поверхностей разрушения и положением зон с относительно высокими значениями напряжений (выше значений прочности пород) сохраняется.

Основное ограничение возможностей моделирования с применением решений теории упругости состоит в том, что горные породы не являются чисто упругими. Вследствие этого модель способна показать места возможного заложения трещинных и разломных зон (по распределению напряжений, значения которых превышают прочность пород), но теряет свои прогностические свойства в момент образования и начала функционирования разломов.

Следует помнить, что в итоге моделирования исследователь получает не сами разломы, а их наиболее вероятное местоположение, выделяемое по значениям напряжений, максимально приближающихся по значениям к пределам прочности пород на разрыв или сжатие.

Для наиболее достоверной корреляции получаемых полей напряжений с трещиноватостью и закарстованностью расчету должно предшествовать изучение геологической истории развития массива, условий залегания, прочностных и деформационных характеристик слагающих его горных пород.

Результаты моделирования полей напряжений в пределах складок различной морфологии и механизмов образования, сопоставление напряжений, трещиноватости и закарстованности нашли отражение в более ранних учебных пособиях [40, 83].

#### 4.2. КАРСТ И СКЛАДЧАТЫЕ ДИСЛОКАЦИИ – ОСОБЕННОСТИ ЛАТЕРАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

Распределение карстовых форм в пределах пликативных структур специфично вследствие разницы в физико-механических свойствах пород, включая и растворимость, неоднозначной гидрогеологической ситуации от складки к складке и т.д.

Тем не менее, практикой исследований выявлены общие закономерности пространственного соотношения в породах складок трещинных зон и зон закарстованности, которые могут быть использованы в качестве общих критериев при оценке закарстованных территорий.

Указанное положение определяется во многом и генетической взаимозависимостью трещинно-карстовых и водообильных зон.

Условия формирования водообильных зон в платформенных, переходных и горно-складчатых обстановках различны. Одним из основных различий, определяющих вариации механизма образования водообильных зон, является характер тектонических движений: неравномерно-глыбовый вертикальных положительных (поперечный изгиб) на платформах и в предгорных прогибах, сводово-глыбовый тангенциальных (поперечно-продольный изгиб) в горно-складчатых областях.

Неравномерно-глыбовые движения по древним разломам платформ и прогибов формируют глыбовую складчатость, выраженную в осадочном чехле в виде таких морфологических разновидностей, как брахискладки, купола, мульды, седловины, валы. В пределах таких структур водообильные зоны, в зависимости от типа подземного стока, формируются в осевой и периферийных частях складок.

Сводово-глыбовые движения по относительно молодым и древним омоложенным разломам в горно-складчатых обстановках приводят к формированию водообильных зон не только в осевых частях антиклинальных и синклиналиных складок общего смятия, но и в пределах интрузивных тел и разломов (рис. 23 – 25).

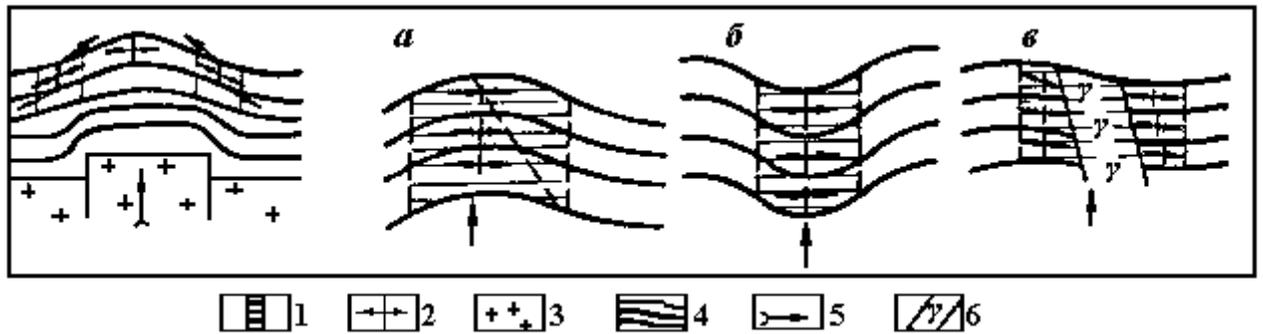


Рис. 23. Схемы образования водообильных зон в платформенной и геосинклинальной обстановках (по И.А. Печеркину, В.А. Шерстневу [86]): в антиклинальной складке (а), синклинальной складке (б), на контакте интрузивного тела (в). 1 – водообильная зона, 2 – направления действия нормальных и тангенциальных сил, 3 – породы фундамента, 4 – породы осадочного чехла, 5 – направление тектонических движений, 6 – интрузивное тело

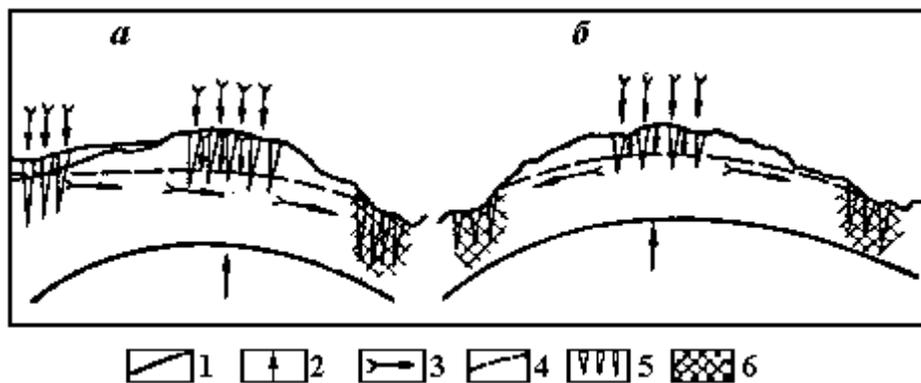


Рис. 24. Местоположение водообильных зон в условиях локальных структур при одностороннем (а) и двухстороннем (б) стоках (по И.А. Печеркину, В.А. Шерстневу [86]). 1 – водоносные породы, 2 – направление новейших тектонических движений, 3 – направления движения атмосферных осадков и подземных вод, 4 – уровень подземных вод, 5 – трещинные зоны, 6 – водообильная зона

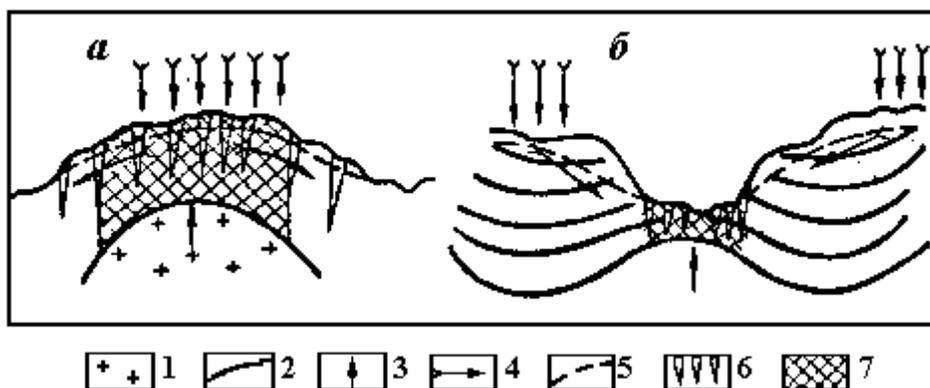


Рис. 25. Местоположение водообильных зон в условиях соляных структур (а) и структур общего смятия (б) (по И.А. Печеркину, В.А. Шерстневу [86]). 1 – соли, 2 – водоносные породы, 3 – направление новейших тектонических движений, 4 – направления движения атмосферных осадков и подземных вод, 5 – уровень подземных вод, 6 – трещинные зоны, 7 – водообильная зона

И.А. Печеркин и В.А. Шерстнев [86], положив в основу процесс, завершивший формирование той или иной водообильной зоны, выделили их генетические типы: тектонический, адвекционный, карстовый, кластокарстовый, суффозионный, эрозионно-гравитационный, седиментационный, антропогенный.

Карстовые водообильные зоны, по наблюдениям процитированных авторов, наиболее характерны для платформ и горно-складчатых областей, а, например, тектонические – только для горно-складчатых.

В любом случае водообильность того или иного элемента складки определяется степенью трещинной проницаемости пород, слагающих данный элемент. Положение водообильной зоны изначально определено характером раздробленности пород складки, принципиальным типом ее трещинной структуры.

Одной из наиболее общих особенностей соотношения складок и карстовых форм, отмечаемой исследователями, является приуроченность карста к сводовым частям положительных структур, где мощность покровов, как правило, минимальна. Например, по данным А.И. Печеркина [81], на территории междуречья Камы, Сылвы, Чусовой отчетливо проявляется приуроченность максимальной закарстованности к сводам локальных структур. На участках, где локальные поднятия отсутствуют или имеют место прогибы, отделяющие одно поднятие от другого, закарстованность минимальна или отсутствует вообще (рис. 26).

Участки поднятий, осложненные более мелкими складками, имеют более высокую степень закарстованности, чем структура в целом. Закарстованность уменьшается по направлению от центра структуры к ее периклинальным окончаниям, погребенным под толщей наносов, где карстовые формы могут полностью отсутствовать.

Существует прямо пропорциональная зависимость между амплитудой поднятия структур и степенью их закарстованности, а также между наклонами крыльев структур и степенью их закарстованности (рис. 26, А, Б). Последняя зависимость прослеживается в том случае, когда карстующиеся породы залегают выше локальных базисов эрозии. Взаимосвязь между закарстованностью крыльев структур и углами их наклона отсутствует на участках, расположенных вблизи эрозионных врезов и наиболее отчетлива на участках, расположенных вне зоны влияния рек.

Неравномерность площадного распределения закарстованности на отдельных участках пликативных структур объясняется различной степенью их трещиноватости. Очевидно, что карстовый процесс возникает и развивается в своих типичных формах не только в связи с присутствием растворимых в воде пород, но и при наличии условий проникновения вод на глубину. Следовательно, трещиноватость, определяющая водопроницаемость карстующихся толщ и обеспечивающая возможность циркуляции вод внутри массива, играет исключительную карстогенетическую роль.

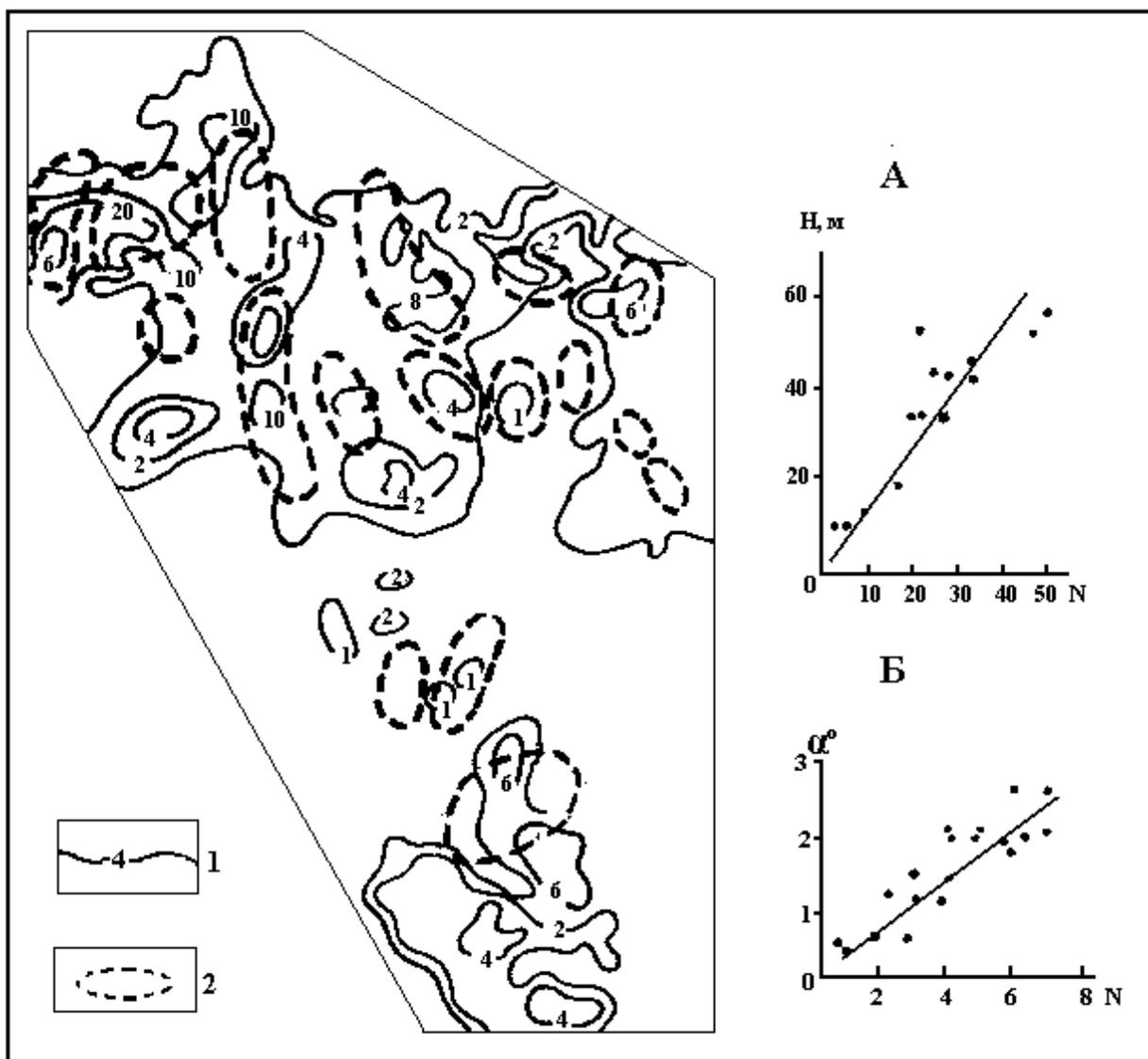


Рис. 26. Плотность карстовых воронок на территории междуречья Камы, Сылвы, Чусовой (по А.И. Печеркину [81]): 1 – изолинии количества карстовых форм (шт.) на  $1\text{ км}^2$ , 2 – контуры неотектонических поднятий. Графики зависимости плотности распределения карстовых форм ( $N$ , шт./ $\text{км}^2$ ) от: А – амплитуд тектонических поднятий ( $H$ , м), Б – углов падения крыльев структур ( $\alpha^\circ$ )

В карстообразовании принимают участие трещины различного генезиса. На интенсивность карстообразования существенно влияют раскрытость и протяженность трещин того или иного генетического типа. Закономерности проявления и развития трещиноватости обусловлены геологической историей развития пород.

В естественных обнажениях горных пород или бортах карьеров достаточно четко выделяются чередующиеся зоны с различной степенью раздробленности субвертикальными трещинами в большинстве случаев тектонического происхождения. В плане эти зоны, пересекаясь, формируют три типа участков относительной трещинной нарушенности: 1) сильнораздробленные, образованные пересечением двух зон повышенной трещиноватости разного

простираются; 2) среднераздробленные, расположенные на пересечениях зон повышенной трещиноватости и слаботрещинуватых зон; 3) слабораздробленные, образующиеся в местах пересечения слаботрещинуватых зон.

Анализ логической цепи «структурный план территории – трещиноватость – карст» свидетельствует о тесной связи распределения карстовых форм и геолого-морфоструктурных особенностей складок.

Процесс тектонической деформации пород весьма длителен и имеет прерывисто-непрерывный характер. Нет ни одной структуры, развитие которой бы на сегодняшний день завершилось. Вследствие этого определяемые состояния дизъюнктивной дислоцированности пород есть не что иное, как фиксация промежуточных результатов длительного и непрерывного преобразования пород в условиях меняющегося тектонического режима.

Исследователь вправе составить только схемы поэтапного распределения трещиноватости и закарстованности, подразумевающие ту или иную интенсивность процесса карстообразования в зависимости от предполагаемой водопроницаемости отдельных элементов складки на определенном этапе ее структурно-геологического развития.

Учитывая разнообразие геологических, гидрогеологических, климатических и других обстановок, отметим, что массивы растворимых пород находятся в неоднозначных условиях. В пределах конкретного массива условия образования и развития карста можно принять постоянными в течение длительного времени. Однако и здесь на фоне общих условий происходят локальные изменения, связанные с влиянием на процесс карстообразования тех или иных факторов. Например, в условиях общего воздымания территории происходят последовательные изменения структурного плана, которые неизменно влекут за собой закономерные изменения в трещинной структуре массива и его гидродинамике. *Время относительного постоянства условий есть время накопления качественных изменений, которые могут привести к увеличению количественных показателей закарстованности: от единичных карстовых пустот до гигантских пещерных систем, от редких провальных форм до огромных площадей и мощностей обвально-карстовых отложений.*

Ориентировка тектонических трещин в пределах складчатых структур подчинена общему плану тектонических деформаций и вносит упорядоченность в распределение карстовых форм. Участки растворимых пород, подверженные трещинному дроблению, всегда являются потенциально пригодными для образования закарстованных трещин, полостей или систем полостей. Прерывисто-непрерывный характер формирования тектонических трещин есть основа прерывисто-непрерывного характера карстообразования в местах их развития.

При заложении тектонической складчатой структуры в условиях, потенциально отвечающих возникновению карстового процесса, последний будет развиваться в соответствии с последовательностью формирования тектонических нарушений в пределах складки. Слагающие складчатую структуру породы оказываются вовлеченными в общий процесс денудационного разрушения и переотложения материала, подчиняющегося преобладающему тектоническому режиму. Карстовый процесс, преобразуя породы, разрушает их не

только с поверхности, но и изнутри, развиваясь вначале в единичных кавернах, полостях и трещинах, а впоследствии и на огромных площадях.

Выявление пространственного расположения подземных карстовых форм, наличия зон сгущения трещин осложняется тем, что карстующиеся породы, особенно в платформенных и переходных условиях, перекрыты некарстующимися отложениями. По единичным выходам растворимых пород на поверхность оценка закарстованности и карстоопасности исследуемой территории, особенно если она расположена на различных элементах складки, практически невозможна. В пределах элементов складок интенсивность действия факторов карстообразования, связанных с трещинной проницаемостью, индивидуальна.

Возникновение тектонических нарушений в пределах складчатых структур обусловлено изменением напряженного состояния пород в периоды формирования поднятия. Участки максимального развития трещиноватости соответствуют участкам максимальной напряженности пород в периоды их деформирования – участкам максимальной степени деформируемости, что было отмечено в разное время В.В. Белоусовым и М.В. Гзовским [9], В.Н. Калачевой и Л.Д. Кнорингом [35], М.В. Гзовским [20], Luc-Em Ricou [141], С.Н. Чернышевым [100], В.Н. Катаевым и А.И. Печеркиным [39, 84, 85] и др., по результатам лабораторного и математического моделирования, результатам полевых исследований.

Закономерности, в соответствии с которыми распределяются нарушения сплошности пород во времени и пространстве, обусловлены полем напряжений, возникающим при определенном механизме формирования складки.

Итак, практика изучения трещиноватости и закарстованности массивов в пределах пликативных дислокаций позволяет утверждать, что: *1) карстовые явления в растворимых породах, слагающих антиклинальные структуры, распределены неравномерно, но и не хаотично. Распределение полостей определяется местоположением зон повышенной густоты тектонических, в данном случае соскладчатых трещин. В пределах зон трещиноватости карстовые явления приурочены к местам относительно резкой смены интенсивности трещиноватости, проницаемость которых обуславливает возникновение гидродинамических барьеров; 2) закарстованность трещинных зон не повсеместна, но эти зоны на всем протяжении являются перспективными для развития в них коррозионно-эрозионных процессов; 3) зоны повышенной интенсивности трещиноватости ориентированы согласно особенностям механизма образования складчатой структуры; 4) развитие зон трещин осуществляется непрерывно в течение всей истории развития складчатой структуры. Развитие карстового процесса на фоне структуры подчинено региональному тектоническому режиму. Этапы активизации и затухания процесса сопоставимы с тектоническим ритмом формирования складки; 5) зная механизм формирования складки и установив особенности распределения зон трещиноватости в ее пределах, возможно построение прогнозных схем распределения зон закарстованности, которые могут служить основами для более детальных прогнозных кар-*

*стологических схем в целях эффективного и безопасного освоения закарстованных территорий и проведения природоохранных мероприятий.*

Распределение карстовых форм в пределах складчатых дислокаций во многом определяется особенностями соотношения карстующихся и некарстующихся (подстилающих и перекрывающих) пород, их дислоцированностью, мощностью и проницаемостью.

В пределах всех типов складчатых структур карстовые формы образуют скопления – поля поверхностных карстопроявлений, зоны и участки повышенной интенсивности подземной закарстованности. В породах складчатых структур однотипного механизма образования рисунок распределения зон карстопроявлений принципиально идентичен, что является следствием принципиальной сходимости пространственного соотношения дизъюнктивов складок тождественных механизмов образования. Но для каждой конкретной складки распределение отдельных форм специфично вследствие многих причин, например различной проницаемости зон трещиноватости, перекрывающих отложений, различной механической прочности и растворимости пород, геометрических параметров самой структуры, сложности ее геолого-тектонической эволюции, гидрогеологических особенностей, геоморфологии.

Структурно-тектонические особенности территории являются первичным карстогенетическим фоном, каркасом на который накладываются «внешние», более динамичные в своем развитии процессы природного или природно-техногенного моделирования карста.

По механизму формирования наиболее часто встречаются два типа складчатых тектонических структур: поперечного изгиба и продольного сжатия.

Структуры поперечного изгиба пород наиболее свойственные для платформ, возникают вследствие дифференциальных вертикальных подвижек блоков фундамента. Они характеризуются малыми углами наклона крыльев (первые градусы, минуты), большими мощностями отложений, отсутствием, как правило, смещений по разрывам. Эти структуры по конфигурации в плане наиболее часто имеют овально-вытянутую или круглосимметричную форму (брахискладка, вал, купол и др.).

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

На структурах того и другого типов зоны повышенных карстопроявлений располагаются закономерно. Их расположение контролируется распределением трещинных зон и зон разрывов, получивших развитие в соответствии с особенностями механизма образования структур, особенностями полей напряжений и деформаций, сопровождающих изгиб пластов горных пород.

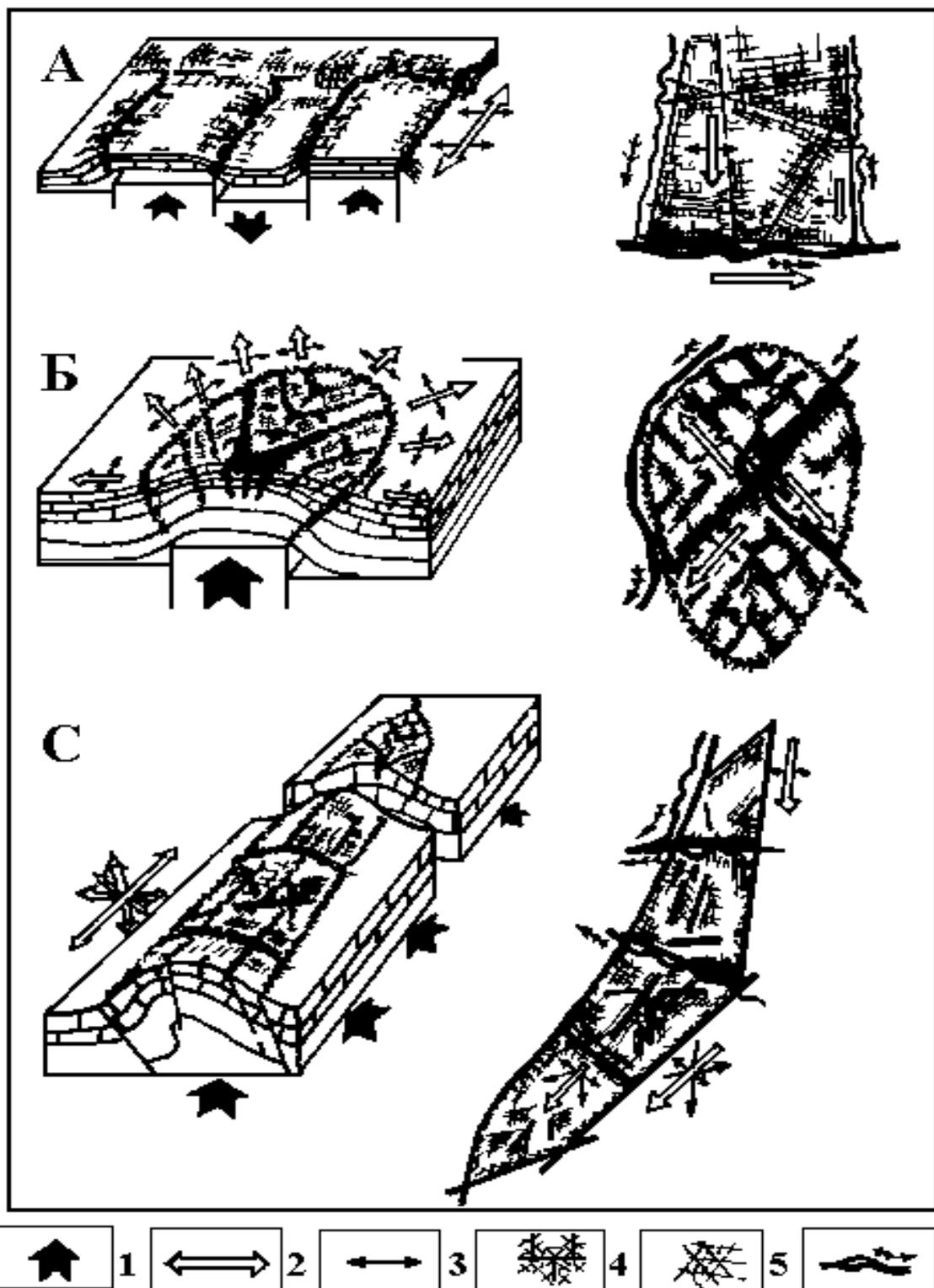


Рис. 27. Типы распределения закарстованных разломов и участков трещиноватости в пределах тектонических структур: А – коробчатых, Б – брахиантиклинальных, В – линейных. 1 – направления тектонического стресса, 2 – направления регионального и 3 – локального движения подземных вод, 4 – разломы, 5 – участки трещиноватости, 6 – поверхностные водотоки

Осложнение элементов складок складчатостью более высоких порядков почти всегда вызывает повышение интенсивности карстопроявлений, что объясняется относительно большей локальной дислоцированностью пород, сопровождающейся повышением трещинной проницаемости.

Общие пространственные закономерности распределения зон, наиболее полно отвечающих условиям развития карста (карстовых зон), представлены на рис. 27.

Схема отражает наиболее общие рисунки распределения карстовых зон и может быть использована для получения общего представления о соотношении структурного плана, закарстованности и трещиноватости. Например, на куполах рисунок нарушений подобен куполовидной части брахиантиклинали, а при моноклинальном залегании пород – подобен рисунку на крыле линейной складки. На флексурных перегибах сеть нарушений сплошности подобна соотношению нарушений на участках перегиба слоев коробчатых складок.

Положение зон трещиноватости (карстовых зон) меняется с изменением плановой конфигурации складки. Параметры зон нарушений сплошности также зависят от размеров структур, амплитуд изгиба, мощности исследуемого пласта.

Взаимное расположение нарушений сплошности и элементов складок устанавливается в процессе картирования (структурного, гидрогеологического, инженерно-геологического, карстологического). Сложнее решить карстологическую задачу, а именно: с достаточной степенью определенности указать, какими группами разломов или зон трещиноватости контролировался или контролируется процесс карстообразования в условиях конкретной складки. Практика карстологических исследований показала, что максимальное карстоформирующее преимущество получают следующие нарушения сплошности пород: 1) совпадающие по простиранию с направлением регионального подземного стока, 2) открытые для формирования субгоризонтального площадного или локализованного потока (водопроницаемые по простиранию пород), 3) обеспечивающие гидродинамическую связь подземных вод разных горизонтов (водопроницаемые по падению пород, 4) имеющие гидродинамическую связь с поверхностной дренажной системой.

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

Во всех случаях зоны трещиноватости и разломы, пересекающие региональный подземный сток, активны в карстологическом отношении, если они использованы поверхностными водотоками.

Карстопроявления известны не только в породах складок антиклинальной формы. Например, пещера Кливленд Авеню (площадь Мамонтовой пещеры) заложена в осевой и контурной частях незамкнутой синклинали складки. Рисунок распределения зон нарушений в породах синклинали складок аналогичен рисунку для антиклиналей, близких по механизму формирования и строению (рис. 28).

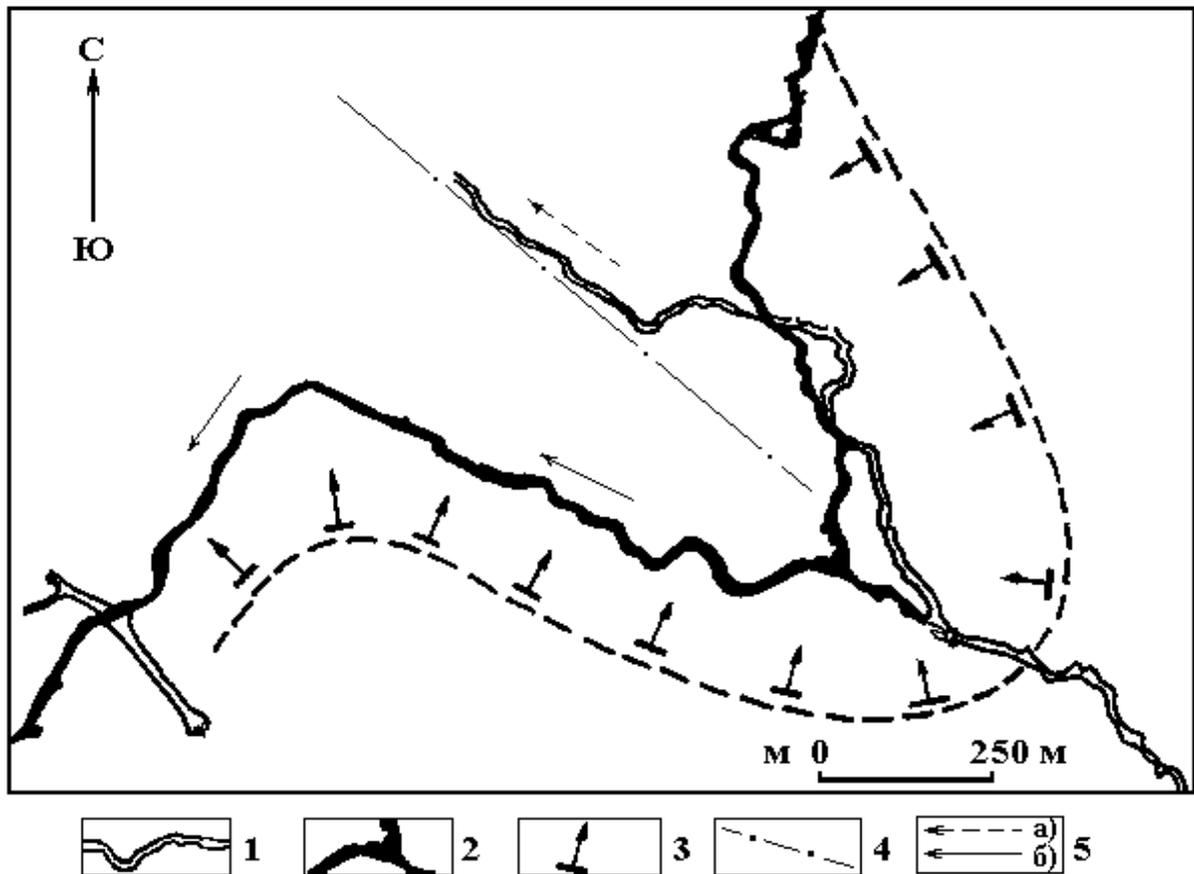


Рис. 28. Карта Кливленд Авеню (площадь Мамонтовой пещеры), образовавшейся в пределах локальной синклинали (по А.Н. Palmer, 1981; G.H. Deike, 1989). Каньон над пещерой и пещерные галереи сформировались локализованными водными потоками. Направление и уклон дна каньона совпадают с направлением и падением оси синклинали. Пещерные галереи расположены по периферийному контуру синклинали и ориентированы перпендикулярно направлениям локального падения пород на крыльях складки. 1 – каньон, 2 – галерея пещеры, 3 – направления локального падения пород, 4 – ось синклинали, 5 – а) прежнее направление потока, б) современное направление потока

Направление карстово-гидродинамической активности может меняться в случаях изменения структурного плана территории. Тогда направленность карстового процесса будет ориентирована соответственно изменившемуся направлению подземного и поверхностного стока. Такие явления устанавливаются в результате анализа морфометрии и направленности реликтовых и современных активных форм карста [67, 83].

Изучение пространственного соотношения зон нарушений сплошности, закарстованности и структурного плана территории с учетом механизма формирования складчатости является чрезвычайно важным этапом в оценке устойчивости территории при исследованиях регионального, локального, детального масштабов. Значимость структурно-тектонического анализа не снижается ни на одном из перечисленных уровней практических исследований.

#### 4.3. ТИПИЗАЦИЯ ОБСТАНОВОК КАРСТООБРАЗОВАНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ТЕРРИТОРИИ ПЕРМСКОГО ПРИУРАЛЬЯ)

Наиболее общие сочетания структурно-тектонических, литолого-фациальных, гидрогеологических и гидрохимических обстановок карстообразования позволяют провести их типизацию, являющуюся основой физико-геологических моделей карста.

В Пермском Приуралье ассоциации геологических процессов и их распределение контролируются литологическими комплексами, пространственно соответствующими элементам глобальной тектонической структуры региона (восточная окраина Восточно-Европейской платформы, Предуральский краевой прогиб, складчатая зона Урала). Сочетание литологических комплексов и тектонических структур определяет меридиональную зональность карстологических обстановок. Природный карст и его антропогенные модификации соответствуют территориям распространения пород карбонатной, сульфатной и соляной формаций. Известняки, доломиты, гипсы, ангидриты, каменные соли региона выходят на поверхность или залегают неглубоко от нее на площадях около 30 тыс.км<sup>2</sup>.

Карстологическая обстановка в Пермском Приуралье достаточно сложна и определена многочисленными разноуровневыми факторами. В.П. Костарев (1990) выделил 12 основных особенностей карста Приуралья и Урала: 1) разнообразие литологических типов и геотектонических обстановок карстообразования (16 из 27, определенных Г.А. Максимовичем для земного шара); 2) широкий спектр карстовых форм и проявлений, обусловленный многотипностью гидродинамических профилей; 3) приуроченность активного карста к речным долинам, тектоническим нарушениям, трещинным зонам, литологическим контактам; 4) широкое распространение древнего карста, проявления которого приурочены к региональным континентальным перерывам; 5) унаследованный характер карстообразования; 6) различная активность современного карста; 7) высокая водообильность карстующихся, особенно карбонатных пород; 8) широкое развитие (особенно в пределах Уфимского плато и прилегающих территорий) карстово-обвальных отложений; 9) значительное распространение и разнообразие полезных ископаемых в карстовых полостях и впадинах; 10) развитие гидротермокарста; 11) карстовые землетрясения; 12) наличие антропогенного карста и техногенной активизации карста.

Принимая во внимание особенности развития карста в данном регионе, выделить основные типы карстогенетических обстановок весьма сложно, поэтому универсальный вариант типизации труднодостижим.

Индексация типов обстановок карстообразования, представленных в табл. 10, основывается на следующих принципах: римские цифры I, II, III обо-

значают геотектонические зоны: платформу, переходную краевого прогиба и горно-складчатую соответственно. Арабские цифры индекса обозначают типичные для конкретной геотектонической зоны варианты соотношения структурных и литолого-фациальных условий.

Типы I-1 и I-2. Карстуются сульфатные, в меньшей степени карбонатные пачки, залегающие в пределах пологих платформенных структур (иренский горизонт кунгурского яруса). Наиболее закарстованы своды локальных положительных структур, особенно на участках примыкания к долинам транзитных рек.

Тип I-1 представлен однослойным (голый карст – гипсы лунежской пачки выходят на поверхность), двухслойным (подэлювиальный, подаллювиальный типы карста), многослойным разрезами (закрытый тип карста – на карстующихся породах (гипсах, ангидритах) залегают некарстующиеся терригенные и четвертичные отложения). Тип I-2 отличается многослойным разрезом, представленным почвенным покровом, элювием, чередованием гипс-ангидритовых пачек с известняково-доломитовыми. Характерно наличие карстово-обвальных отложений. Отмечается неравномерная локальная обводненность пород.

Тип I-3. Отличается более или менее однородным литологическим разрезом (элювий, известняки, доломиты), наличием водоносного горизонта.

Тип II-2. Отличается локальным развитием на участках неглубокого залегания (в сводах локальных поднятий) или моноклиналиного выхода пластов гипса, ангидрита.

Типы III-1 и III-2 представлены карстом сильно дислоцированных карбонатных толщ, зоной активного карстообразования значительной мощности, водообильными карстовыми зонами.

Таблица 10

**Наиболее общие типы карстогенетических обстановок территории Пермского Предуралья  
(по В.Н. Катаеву, К.А. Горбуновой [38])**

Индекс типа	Условия и факторы						Типы карста по перекрывающим отложениям	Примеры карстовых районов
	геотектонические	структурные	литолого-фациальные	гидрогеологические	гидрохимические	мощность активного карста, м		
I-1	Платформа и прилегающие участки прогиба	Локальные поднятия	Сульфатные (гипсы, ангидриты)	Локальная обводненность	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca	n-n × 10	Голый, покрытый, закрытый, перекрытый	Полазненский
I-2	Платформа и прилегающие участки прогиба	Крылья складчатых структур	Карбонатно-сульфатные (чередование карбонатных и сульфатных пачек)	Локальная обводненность	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca	n × 10	Голый, покрытый, закрытый, перекрытый	Иренский
I-3	Платформа и прилегающие участки прогиба	Своды валов	Карбонатные	Водоносный горизонт (карстовый бассейн)	HCO <sub>3</sub> -Ca	n × 10	Покрытый	Уфимского плато
I-4	Платформа и прилегающие участки прогиба	Зоны погружения и фациального замещения пород	Фациально-изменчивая толща (сульфатные, терригенные, карбонатные)	Локальная обводненность, концентрированная разгрузка карстовых вод	HCO <sub>3</sub> -Ca SO <sub>4</sub> -Ca	n × 10-n × 100	Закрытый	Кишертский

**Наиболее общие типы карстогенетических обстановок территории Пермского Предуралья  
(по В.Н. Катаеву, К.А. Горбуновой [38])**

Индекс типа	Условия и факторы						Типы карста по перекрывающим отложениям	Примеры карстовых районов
	геотектонические	структурные	литолого-фациальные	гидрогеологические	гидрохимические	мощность активного карста (м)		
II-1	Прогиб	Локальные структуры тектонических впадин	Соли, залегающие под карбонатно-терригенной и терригенной толщами	Обводненный контакт соляных и покрывающих их пород	Cl-Na	n × 100	Закрытый	Соликамский
II-2	Прогиб	Валы, моноклинали	Пласты, линзы гипса, ангидрита в терригенной толще	Локальная обводненность	HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca SO <sub>4</sub> -Ca	n × 10	Закрытый	Кордонский Осинцевский Тулумбасовский
III-1	Горно-складчатая область	Складчатые структуры	Карбонатные породы (известняки, доломиты) мощностью n × 100-n × 1000м	Водоносные комплексы карбонатных отложений	HCO <sub>3</sub> -Ca	n × 100-n × 1000	Голый, открытый	Кизеловский Чусовской
III-2	Горно-складчатая область	Зоны разрывных нарушений	Карбонатные породы (известняки, доломиты) мощностью n × 100-n × 1000м	Водообильные зоны	HCO <sub>3</sub> -Ca	n × 100-n × 1000	Голый, открытый	Кизеловский Чусовской

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представление о роли геолого-тектонических особенностей массива в распределении карстовых форм, направленности карстового процесса, особенностях гидродинамического режима в целом сформировалось в конце 50-начале 60-х гг. XX в. Структура массива представлялась в виде комплекса элементов, находящихся в условиях пространственно-временных взаимоотношений, имеющих статус карстогенетических законов, а именно:

1. Состав и структурно-текстурные особенности растворимых пород, их физико-механические свойства определяют характер постгенетических (в том числе и дислокационных) преобразований и составляют основу (матрицу) структуры массива.

2. Условия залегания пород, а именно пространственное соотношение растворимых и нерастворимых прослоев, их мощность и углы залегания определяют морфологию карста, распределение форм на локальном уровне.

3. Морфология, генезис и возраст тектонических структур, связь их с рельефом и гидрогеологическими особенностями территории определяются структурным планом данной территории. Карстовые воронки и провалы располагаются в центральных частях складчатых структур, на крыльях складок или вдоль линий тектонических разрывов.

4. Совокупность трещин является обобщающим элементом структуры массива.

Исходя из современных представлений, несомненно, что карстовый массив является геологической системой, обладающей конкретной структурой (набором элементов и их взаимодействий), характеризующейся пространственно-временной изменчивостью.

В зависимости от эволюционного этапа данная система может находиться в состоянии равновесия (установившегося режима), быть консервативной (захороненной) или активной. Активность системы в конкретном случае определяется многими факторами, но основным является тектонический режим территории, выводящий карстующиеся породы в ту или иную гидродинамическую зону.

Современные представления об эволюционных преобразованиях литосферы основаны на динамичном изменении ее напряженно-деформационного состояния: периодическом изменении режимов «сжатия» и «растяжения», изменении направлений тектонического стресса. При прочих равных условиях области растяжения являются наиболее благоприятными для возникновения и развития карстового процесса. Периоды активизации карста во временном аспекте связаны с периодами существования тектонических фаз растяжения в конкретном регионе. Концентрация и высвобождение энергии земной коры, как сложной энергетической системы, наблюдаются на границах тектонических блоков сжатия и растяжения. Здесь, на границе блоков, горные породы литосферы более проницаемы, менее прочны, а следовательно, легче и глубже взаимодействуют с атмосферой и гидросферой.

Внешние глобальные динамичные изменения литосферы оказывают неоднозначное воздействие на структурные элементы карстового массива. В

основе анализа влияния эндогеодинамических факторов должна лежать динамика разрывных дислокаций всех иерархических уровней.

В основе эволюции карстовых массивов лежат глобальный петрогенетический цикл изменения первичных седиментогенных структур и создание диагенетических структур – равновесных для меняющихся условий. Элементы ослабления массива служат границами, вдоль которых происходит анизотропное накопление явлений в первую очередь за счет создания гидродинамических и гидрохимических барьерных ситуаций.

Распределение карстовых форм в пределах пликативных структур специфично вследствие разницы в физико-механических свойствах пород, включая и растворимость, неоднозначной гидрогеологической ситуации от складки к складке и т.д. Тем не менее, практикой исследований выявлены общие закономерности пространственного соотношения в породах складок трещинных зон и зон закарстованности, которые могут быть использованы в качестве общих критериев при оценке закарстованных территорий. Указанное положение определяется во многом и генетической взаимозависимостью трещинно-карстовых и водообильных зон. В любом случае водообильность того или иного элемента складки определяется степенью трещинной проницаемости пород, слагающих данный элемент. Положение водообильной зоны изначально определено характером раздробленности пород складки, принципиальным типом ее трещинной структуры.

Ориентировка тектонических трещин в пределах складчатых структур подчинена общему плану тектонических деформаций и вносит упорядоченность в распределение карстовых форм. Участки растворимых пород, подверженные трещинному дроблению, всегда являются потенциально пригодными для образования закарстованных трещин, полостей или систем полостей. Прерывисто-непрерывный характер формирования тектонических трещин есть основа прерывисто-непрерывного характера карстообразования в местах развития этих трещин.

Распределение карстовых форм в пределах складчатых дислокаций во многом определяется особенностями соотношения карстующихся и некарстующихся (подстилающих и перекрывающих) пород, их дислоцированностью, мощностью и проницаемостью.

Структурно-тектонические особенности территории являются первичным карстогенетическим фоном, каркасом, на который накладываются «внешние», более динамичные в своем развитии процессы природного или природно-техногенного моделирования карста.

Анализ пространственного соотношения зон нарушений сплошности, закарстованности и структурного плана территории с учетом механизма формирования складчатости является чрезвычайно важным этапом в оценке устойчивости территории при исследованиях регионального, локального, детального масштабов. Его значимость не снижается ни на одном из перечисленных уровней практических исследований.

## Библиографический список

1. Акинфиев С.А., Комаров И.С. Некоторые вопросы теории и практики инженерной геологии // Проблемы гидрогеологии и инженерной геологии. – Минск: Изд-во Института геохимии и геофизики, 1978. С.153 – 161.
2. Апродов В.А. Особенности карстообразования в Молотовской области (причины, фазы и фации карстовых процессов): Тез. докл. Молотовской карст. конф. Молотов, 1947.
3. Апродов В.А. О некоторых вопросах теории карста // Изв. АН СССР. Сер. геогр.-геофиз. М., 1948. Т.12, N3. С. 271 – 282.
4. Апродов В.А. Геологическое картирование. М.: Госгеолиздат, 1952. 371с.
5. Багринцева К.И., Белозерова Г.Е. Типы и свойства коллекторов в под-солевых отложениях Прикаспийской синеклизы // Нефтегазоносность Прикаспийской впадины и сопредельных районов. М.: Наука, 1987. С.59 – 64.
6. Баклашов И.В. Деформирование и разрушение породных массивов. М.: Недра, 1988. 271с.
7. Белоусов В.В. Тектонические разрывы, их типы и механизм образования / АН СССР. М., 1952. N7(144). 145с.
8. Белоусов В.В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. С.98 – 122.
9. Белоусов В.В., Гзовский М.В. Экспериментальная тектоника. М.: Недра, 1964. 119с.
10. Богданов А.А. Интенсивность кливажа относительно мощностей слоев // Советская геология. 1947. N16.
11. Буданов Н.Д. Гидрогеология Урала. М.: Наука, 1964. 303с.
12. Буданов Н.Д. Особенности геологического строения и гидрогеологическая карта Урала // Труды института геологии и геохимии. Свердловск, 1970. Вып. 84. 78с.
13. Бузунов О.В. Кулогорская пещера // Пещеры Пинего-Северодвинской карстовой области. Л., 1974. С.163 – 168.
14. Варга А.А. О генетическом подходе к инженерно-геологическому изучению трещиноватости // Проблемы повышения эффективности и качества изысканий для гидротехнического строительства. М., 1979. С.56 – 64.
15. Варга А.А. Теоретические основы и методика инженерно-геологического изучения структур скальных массивов (на примере оснований гидротехнических сооружений): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер.наук. М., 1983. 35с.
16. Варга А.А. Скальные массивы: основные понятия и классификация // Новые методы, оборудование и приборы на изысканиях для гидротехнического строительства. М.: Гидропроект, 1984. Вып. 96. С.13 – 21.
17. Варга А.А. Инженерно-тектонический анализ скальных массивов. М.: Недра, 1988. 216с.
18. Викторин В.Д. Влияние особенностей карбонатных коллекторов на эффективность разработки нефтяных залежей. М.: Наука, 1988. 150с.
19. Геологический словарь. Т.1. М.: Недра, 1973. 486 с.
20. Гзовский М.В. Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536с.

21. Голодковская Г.А., Шаумян Л.В. К природе прочности массивов скальных горных пород // Вестник МГУ. Сер. геол., 1974. N1. С.33 – 48.
22. Горбунова К.А. Морфология и гидрогеология гипсового карста. Пермь, 1979. 93с.
23. Горбунова К.А., Андрейчук В.Н., Костарев В.П., Максимович Н.Г. Карст и пещеры Пермской области. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1992. 200с.
24. Гордеев Д.И. Вопросы карста в работах акад. Ф.П. Саваренского // Карстование / Молот. гос. ун-т. Молотов, 1948. Вып.1. С.17 – 24.
25. Горная энциклопедия. Советская энциклопедия. М., 1986. Т.2. С.6.
26. Горная энциклопедия. Советская энциклопедия. М., 1987. Т.3. Кенган-Орт. 1987. 592с.
27. Дублянский В.Н. Проблема спелеогенеза // Вопросы общего и регионального карстования. М.: Изд-во МГУ, 1977. С. 39 – 57.
28. Дублянский В.Н., Илюхин В.В. Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР. М.: Наука, 1982. 137с.
29. Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР. М.: Наука, 1984. 128с.
30. Дублянский Ю.В. Зональность и механизм гидротермокарста // Обстановки карстогенеза: глубинный карст, эндокарст, гидротермокарст. Кунгур, 1991. С.32 – 36.
31. Ежов Ю.А., Лысенин Г.П., Андрейчук В.Н., Дублянский Ю.В. Карст в земной коре: распространение и основные типы. Новосибирск: Изд-во РАН. Сибирское отделение. Объединенный институт геологии, геофизики и минералогии, 1992. 76с.
32. Зайцев И.К. Вопросы изучения карста СССР, 1940. 90с.
33. Иванов В.Н. К вопросу о вертикальной зональности подземных вод // Химическая география и гидрогеохимия. Пермь, 1964. Вып. 3(4). С.121 – 132.
34. Каждан А.Б., Гуськов О.И. Математические методы в геологии: Учебник для вузов. М.: Недра, 1990. 251с.
35. Калачева В.Н., Кноринг Л.Д. Закономерности развития трещиноватости на структурах различного типа (в складчатых и платформенных областях) // Трещинные коллекторы нефти и газа и методы их изучения. Л.: Недра, 1965. Вып. 3. С.113-156.
36. Катаев В.Н. Структурно-тектонические условия формирования Кунгурской пещеры // Пещеры. Итоги исследований: Межвуз. сб. науч. тр. / Перм. ун-т. Пермь, 1993. С.121 – 130.
37. Катаев В.Н. Системный подход в анализе устойчивости карстовых массивов // Вестник Пермского университета. 1994. Вып.3. Геология. С.127 – 144.
38. Катаев В.Н., Горбунова К.А. Геологические основы моделей карстовых массивов // Там же. Пермь, 1997. Вып.4. Геология. С.137 – 147.
39. Катаев В.Н., Печеркин А.И. К вопросу о влиянии тектонического фактора на распределение карстовых форм // Состояние, задачи и методы изучения глубинного карста СССР. Тез. докл. III Всесоюзного карстово-спелеологического совещания. М., 1982. С.22 – 23.

40. Катаев В.Н., Печеркин А.И., Махорин А.А. Изучение закарстованных и трещиноватых зон в инженерном карстоведении (на примере горно-складчатых областей): Учебное пособие по спецкурсу / Перм.ун-т. Пермь, 1987. 88с.

41. Катаев В.Н., Печеркин А.И., Печеркин И.А. Моделирование полей напряжений при образовании и развитии локальных структур платформенного типа // Моделирование в гидрогеологии и инженерной геологии. Новочеркасск. 1983. С.89 – 93.

42. Климчук А.Б. Роль приповерхностной зоны карстовых массивов в гидрогеологии и морфогенезе карста / Препринт ин-та геологич. наук АН УССР. 89-34. Киев, 1989. 44с.

43. Климчук А.Б., Рогожников В.Я., Ломаев А.А. Карст массива Кырктау (Зеравшанский хребет, Тянь-Шань) / Препринт ин-та геологич.наук АН УССР. 81-14. Киев, 1981. 54с.

44. Комаров И.С. Системный подход к инженерной геологии // Изв.ВУЗов. Геология и разведка, 1983, №11. С.154 – 161.

45. Костарев В.П. Карст Урала и Приуралья: Автореф. дис. ...канд. геол.-минер. Наук. Пермь, 1990. 20с.

46. Крубер А.А. О карстовых явлениях в России. М.: ОЛЕА и Этн., 1912. С.1 – 34.

47. Крубер А.А. Карстовая область горного Крыма. М., 1915. 319с.

48. Кюнтцель В.В., Матвеев В.С., Селюков Е.И. Эндогеодинамические факторы развития карста и их значение // Инженерная геология. 1992. N1. С.56 – 64.

49. Лерман Б.И., Тюрихин А.М., Усольцев Л.Н. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа Башкирии // Карст Южного Урала и Приуралья. Уфа, 1978. С.112 – 118.

50. Лехов А.В. Моделирование карстового процесса // Инженерная геология. 1981. N1, 4. С.89 – 96.

51. Лехов А.В. Математическое моделирование карстового процесса в совокупности трещин // Там же. 1985. N5. С.62 – 67.

52. Личков Б.Л. Материалы к вопросу о классификации подземных вод. Л.: Изд-во геолкома, 1928.

53. Лукин В.С. Карстовые рвы в районах развития сульфатных отложений // Гидрогеология и карстоведение. Пермь, 1966. Вып. 3. С.86 – 96.

54. Максимович Г.А. Основные типы миграции воды на земле // Природа. 1943. N2. С.33 – 35.

55. Максимович Г.А. Закономерности почвенных, грунтовых и озерных вод и гидродинамических зон // Доклады АН СССР. 1947а. Т.58, N5.

56. Максимович Г.А. Задачи карстовой конференции: Тез. докл. карсто-во-спелеолог. конф., Молотов, 1947.

57. Максимович Г.А. Тектонические закономерности распределения карста на территории СССР // Общие вопросы карстоведения. М.: Изд-во АН СССР, 1961. С. 40 – 54.

58. Максимович Г.А. Гидродинамические зоны карстовых вод и основные типы подземного стока // Специальные вопросы карстоведения. М., 1962.

59. Максимович Г.А. Основы карстovedения. Пермь, 1963. Т.1.
60. Максимович Г.А. Генетический ряд натечных отложений пещер (карбонатный спелеолитогенез) // Пещеры. Пермь, 1965. Вып. 5(6). С.3 – 22.
61. Максимович Г.А. Основы карстovedения. Пермь: Кн. изд-во, 1969. Т.II. 529с.
62. Максимович Г.А. Карстосфера и типы карста // Карст и гидрогеология Предуралья. Свердловск: Изд-во УНЦ АН СССР, 1979. С.16 –21.
63. Максимович Г.А., Армишев В.М. Палеокарстовые коллекторы нефти и газа // Гидрогеология и карстovedение. Пермь, 1972. Вып.1. С.7 – 52.
64. Максимович Г.А., Быков В.Н. Глубинная аккумуляция вторичного кальцита в полостях карбонатных пород // Пещеры. Пермь, 1966. Вып.6(7). - С.19 – 26.
65. Максимович Г.А., Быков В.Н. Миграция вещества в карстовых коллекторах нефти и газа // Вопросы карстovedения. Пермь, 1966. С.9 – 12.
66. Максимович Г.А., Быков В.Н. Классификация залежей нефти и газа в карстовых коллекторах // Там же. 1969. С.15 – 18.
67. Максимович Г.А., Быков В.Н. Карст как показатель развития платформенных структур // Гидрогеология и карстovedение. Пермь, 1971. Вып.4. С.18 – 23.
68. Максимович Г.А., Быков В.Н. Карст карбонатных нефтегазоносных толщ: Учебное пособие. Пермь: Изд-во ПГУ, 1978. 96с.
69. Милихикер Ш.Г. Исследования карста в районе среднего течения р.Чусовой в связи с гидротехническим строительством //Специальные вопросы карстovedения. М.: Изд-во АН СССР, 1962. С.119 – 137.
70. Милихикер Ш.Г. Роль структурно-геологических особенностей в формировании карста // Гидропроект. Инженерная геология. М., 1963. Вып. 9. С.287 – 294.
71. Михайлов Г.К., Тюрина И.М., Булдаков Б.А. Удельный приток карстовых вод в дрены, как показатель структурно-тектонических условий // Карст Урала и Приуралья. Пермь, 1968. С.42 – 45.
72. Михайлов А.Е. Структурная геология и геологическое картирование. М.: Недра, 1974. 464с.
73. Молоков Л.А. Инженерно-геологические процессы. М.: Недра, 1985. 206с.
74. Мюллер Л. Механика скальных массивов. М.: Мир, 1971. С.50 – 113.
75. Мягков В.Ф. Математические методы в геологии (раздел «Геометризация и анализ геологических полей месторождений полезных ископаемых»): Методическая разработка / Свердловский горный ин-т. Свердловск, 1984. 44с.
76. Невский В.А. Классификация трещин по типу разрушения горных пород // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 1963. N12.
77. Нейштадт Л.И., Пирогов И.А. Методы инженерно-геологического изучения трещиноватости горных пород. М.: Энергия, 1969. 248с.
78. Николаев Н.И. Об эволюционном развитии карстовых форм и значении структурно-тектонического фактора // Советская геология.М.; Л. / Гос. изд-во геол. лит. Комитета по делам геологии при СМ СССР. 1946. №10. С.69 – 74.

79. Осипов В.И. Задачи и перспективы развития инженерной геологии // Инженерная геология. 1991. N1. С.3 – 15.
80. Панюков П.Н. Инженерная геология. М.: Недра, 1978. 294с.
81. Печеркин А.И. Геодинамика сульфатного карста. Иркутск: Изд-во Иркутск. ун-та, 1986. 172с.
82. Печеркин А.И., Болотов Г.Б., Катаев В.Н., Маклашин А.В. Опыт изучения тектонической трещиноватости гипсовых массивов для карстологических целей / Рукопись депонирована в ВИНТИ. N 2142-82 Деп. Пермь, 1982. 138с.
83. Печеркин А.И., Болотов Г.Б., Катаев В.Н. Изучение тектонической трещиноватости платформенных структур для карстологических целей: Учебное пособ. по спецкурсу. Пермь: Изд-во Перм. ун-та, 1984. 84с.
84. Печеркин А.И., Катаев В.Н. Вопросы изучения тектонической трещиноватости закарстованных массивов // Гидрогеология и карстование / Перм.ун-т. Пермь, 1981. С.76 – 82.
85. Печеркин А.И., Катаев В.Н. К расчету напряжений, возникающих при формировании платформенных брахиантиклиналей // Инженерная геология. 1983. N5. С.75 – 93.
86. Печеркин И.А., Шерстнев В.А. Водообильные зоны Пермской области // Химический состав и ресурсы подземных вод Предуралья и Зауралья / УНЦ АН СССР. Свердловск, 1986. С.48 – 59.
87. Рац М.В. К вопросу о зависимости густоты трещин от мощности слоя // Доклады АН СССР. 1962. Т.144, N3. С.622 – 625.
88. Рац М.В. Структурные модели в инженерной геологии. М.: Недра, 1973. 216с.
89. Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра, 1970. 160с.
90. Сабуров Д.Н. Физико-географические условия и районирование Пинево-Северодвинской карстовой области // Пещеры Пинево-Северодвинской карстовой области. Л., 1974. С.37 – 45.
91. Саваренский Ф.П. Гидрогеология. М., 1933.
92. Саваренский Ф.П. Инженерная геология. М., 1937.
93. Скарятин В.Д. Блоковая модель трещинного коллектора и ее значение при поисках скоплений углеводородов (на примере Терско-Сунженской зоны Северного Кавказа) // Нефтегазоносность карбонатных формаций. М.: Изд-во ИГиРГИ, 1987. С.97 – 106.
94. Смирнов Г.А. О некоторых закономерностях в развитии трещин отдельностей // Доклады АН СССР. Сер. геол. 1949. N3. С.99 – 101.
95. Соболевский П.К. Кизеловские карсты и геометрия недр // Материалы карстовой конференции (Кизел, декабрь 1933) / Гл. редакция горнотопливной литературы. М.; Л., 1935. С.77 – 84.
96. Соколов Д.С. Основные условия развития карста. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 322с.
97. Спенсер Э.У. Введение в структурную геологию. Л.: Недра, 1981. 366с.

98. Ступишин А.В. Равнинный карст и закономерности его развития на примере Среднего Поволжья / Казан. ун-т. Казань, 1967. 291с.
99. Сулин В.А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод. М.; Л.: Изд-во АН СССР. 1948. Ч.1.
100. Чернышев С.Н. Трещины горных пород. М.: Наука, 1983. 240с.
101. Шестов И.Н. Влияние основных природных факторов на формирование карста // Обстановки карстогенеза: глубинный карст, эндокарст, гидротермокарст. Кунгур, 1991. С.28 – 32.
102. Штукенберг А.А. Воронки около г.Кунгура по линии Пермь-Екатеринбург Екатеринбургской железной дороги. Фонды Кунгурского карстового стационара ГИ РАН. 1910. 20с.
103. Шурубор А.В. К вопросу о динамике трещинно-карстовых вод в зоне весьма затрудненного водообмена // Вопросы карстоведения. Пермь, 1969. С.56 – 59.
104. Шурубор А.В. К вопросу о карстовом процессе на больших глубинах // Инженерная геология карста: Тез. докл. междунар. симпоз. Пермь, 1992. С.56.
105. Шурубор А.В., Шестов И.Н. К вопросу о развитии карстовых процессов на больших глубинах // Инженерная геология карста: Доклады междунар. симпоз. Пермь, 1993. Т.2. С.26 – 30.
106. Beaumont J. An account of okey hole (sic), and several other subterranean grottoes and caverns in Mendip-hills etc. // Philos. Collekions. 1683. N2. P.1 – 7.
107. Bonacci O. Karst Hydrology with special reference to the Dinaric Karst / Berlin-Heidelberg-New York-london-Paris-Tokyo, Springer-Verlag, 1987.184p.
108. Bretz J.H. Vadose and phreatic features of limestone caverns // J.Geol. 1942. Vol.50, N1. P.675 – 811.
109. Cvijic J. Das Karstphanomen. Versuch einer morphologischen Monographie // Geograph. Abhandl, 1893.5(3). P.218 – 329.
110. Cvijic J. Hydrographie southerraine et evolution morphologique du karst // Rec. Trav. Inst. Geograph. Alpine, 1918. N6(4). P.376 – 420.
111. Davis W.M. Origin of limestone caverns // Bull. of the Geol. Soc. of Amer., 1930. Vol.41, N3. P. 475 – 628.
112. Dreybrodt W. Processes in Karst Systems. Physics, Chemistry, and Geology. Berlin Heide Iberg: Springer-Verlag. Springer Series in Physical Environment, 1988. 288p.
113. Drogue C. Essai d'un type de structure de magasins carbonates, fissures // Mem H Ser. Soc. Geol. (France). 1980. N11. P.101 – 108.
114. Eraso R. et al. Estudio de las torcas de Palancares y Canada del Hoyo en el karst de la serrania de Cuenca. Kobie, 1979. N9. 69p.
115. Ford D.C., Ewers R.O. The development of limestone cave systems in the dimensions of length and breadth // Can.J.Earth Scn., 1978. N15. P.1783 – 98.
116. Ford D., Williams P. Karst Geomorphology and hydrology. London, 1989. 601p.

117. Gardner J.H. Origin and development of limestone caverns // Bull. Nat. Geol. Soc. Amer. 1935. Vol. 46. P.1255 – 74.
118. Golodkovskaya G.A., Matula M., Shaumjan L.V. Engineering-geological classification of rock masses // Proceedings IV Congress Intern. Assoc. of Engineer. Geology. New Delhi, 1982. P.II.25 – II.32.
119. Grund A. Die Karsthydrographie: Studien aus Westbosnien // Geograph. Abhandl. (Penck). 1903. N7(3). P.103 – 200.
120. Hobbs D.W. The formation of tension joints in sedimentary rocks: an explanation // Geol.Mag. 1967. N104. P.550 – 556.
121. Karst. Important Karst Regions of the Norther Hemisphere. Edited by M.Herak, V.T.Stringfield / Elsevier publishing company. Amsterdam-London-New York, 1972. 551p.
122. Kataev V.N. The methodological aspects of karst massif investigation // Proceedings Intern. Symp. «Engineering Geology of Karst». Perm, 1993. Vol.1. P.108 – 114 (a).
123. Kataev V.N. Analysis of the karst massif structural elements development for Engineering Karstology // Engineering Geology of Karst: Proceedings Intern. Symp., Perm, 1993. Vol1. P.54 – 60(6).
124. Kataev V.N.,Gorbunova K.A. Structural elements of karst massif // Proceedings Intern. Symp. «Engineering geology of karst», Perm, 1993. Vol1. P.47 – 53.
125. Katzer B. Karst und Karsthydrographie / Zur Kunde der Balkanhalbinsel. Kajon. Sarajevo, 1909, Hf 8. 180p.
126. Kirillova I.V. Some problems of the mechanics of folding // Trans. Geofian. 1949. N 16. P. 116.
127. Knebel W. Hohlenkunde mit Besonderer Berücksichtigung des Karstphanomens - Die Wissenschaft. Braunschweig, 1906. N15. 198p.
128. Kraus F. Ueber Dolinen // Verh. K.K. Geol. Reichsanstalt. 1887. P.54 – 62.
129. Kraus F. Die Karsterforschung // Vern. K.K. Geol. Reichsanstalt. 1888. P.143 – 146.
130. Ladeira F.L., Price N.J. Relationship between fracture spacing and bed thickness // Journal of Structural Geology. U.K., 1981. Vol.3, N2. P.179 – 183.
131. Lehmann O. Die Hydrographie des Karstes. Enzyklopadie der Erkunde. Deuticke. Leipzig, 1932. 212p.
132. Lorenz J. Geologische Recognoscirungen in Liburnischen Karste u.d. vorliegenden Quarnerischen Inseln // Jahrb. K.K. Geol. Reichsanst. 1859. N10. P.332 – 345.
133. Martel E.A. Nouveau traite'des eaux souterraines. Paris: Editions Doin,1921.
134. Mc Quillan H. Small-scale fracture density in Asmari Formation of Southwest Iran and its relation to bed thickness and structural setting // Bull. Am. Ass. Petrol. Geol. 1973. N57. P.2367 – 2385.
135. Milanovic P.T. Karst hydrogeology. Colorado: Water Recources Pubs. 1981.

136. Mojsisovice E.V. Zur Geologie der Karsterscheinung // Zeitschr. Deutsch.u. Osterr. Alpenvereins, 1880. N11. P.111 – 116; 349 – 350.
137. Price N.J. Fault and Joint Development in Brittle and Semi-brittle Rock. Oxford: Pergamon Press, 1966.
138. Quinlan J.F., Ewers R.O., Ray J.A. et al. Groundwater hydrology and geomorphology of the Mammoth Cave region, Kentucky, and of the Mitchell Plane Indiana. In Field Trips in Midwestern Geology: Bloomington, Indiana // Geol. Soc. of Amer. and Indiana Geol. Survey, 1983. Vol.2. P.1 – 85.
139. Reyer A. Studien uber Karstrelief // Mitt. K.K. Geog. Ges. Wien N.F., 1881. N14. P.76 – 86; 101 – 107.
140. Rhoades R., Sinacori M. Pattern of groundwater flow and solution // J. Geol. 1941. Vol.49. P.785 – 794.
141. Ricon Luc-Em. Accidente regulateur's de contrainte et reorientation de contrainte // C.R. Acad. Sc. Paris, 1978. N23. P.1657 – 1660.
142. Schmidl A. (ed) Zur Hohlenkunds des Karstes: Die Grotten und Hohlen von Adelsberg, Lueg, Planina und Laas. Wien, 1854.
143. Sowers G.M. Theory of spacing of extension fracture // Engng. Geol. Case Hist. 1973. N9. P.27 – 53.
144. Swinnerton A.C. Origin of limestone caverns // Bull.Geol.Soc.Amer. 1932. Vol.43. P.663 – 693.
145. Tietze E. Geologische Darstellung der Gedend zwische Carlstadt in Croatien und dem Nordlichen Thell des Canals der Morlacca // Jahrb. K.K. Geol. Reichsanst, 1873. P.27 – 70.
146. Trudgill S. Limestone Geomorphology. 8 Geomorphology Texts. K.M. Clayton (ed.). London & New York / Longman, 1985. 196p.
147. White W.B. Geomorphology and hydrology of carbonate terrains. Oxford: Oxford University Press, 1988.
148. Williams P.W. The role of the subcutaneous zone in karst hydrology // Journal of hydrology. 1983. Vol.61. P.45 – 67.
149. Williams P.W. Subcutaneous hydrology and the development of doline and cocpit karst // Z.Gemorph. 1985. Vol. 29(4). P.463 – 482.
150. Zippe W. Bemerkungen uber den Hohlen - Kalkstein des karstes // In Schmidl (ed), 1854.

*Учебное издание*

***Катаев Валерий Николаевич***

## **ОСНОВЫ СТРУКТУРНОГО КАРСТОВЕДЕНИЯ**

Редактор *Л.Г. Подорова*

Корректор *Г.А. Гусман*

Компьютерный набор *В.Н. Катаева*

### **ИБ № 589**

Подписано в печать 02.09.2004. Формат 60x84/16.

Бум. тип №1. Печать офсетная. Усл. печ. л.

Уч.-изд.л. 8. Тираж 100 экз. Заказ

Редакционно-издательский отдел Пермского университета  
614990, Пермь, ул. Букирева, 15

Типография Пермского университета  
614990, Пермь, ул. Букирева, 15