



А.Б. Климчук

## Особенности и проблемы гидрогеологии карста: спелеогенетический подход

Klimchouk, A.B. Principal features and problems of karst hydrogeology: Speleogenetic approach // Speleology and Karstology, - Vol. 1. – Simferopol. – 2008. – P.23-46.

Климчук О.Б. Особенности і проблеми гідрогеології карста: спелеогенетичний підхід // Спелеологія і карстологія, - № 1. – Сімферополь. – 2008. С. 23-46.

**Резюме:** Основные проблемы гидрогеологии карста и ее отличия от традиционной гидрогеологии определяются тем, что емкостные и фильтрационные свойства карстовых коллекторов 1) отличаются закономерной крайне высокой пространственной неоднородностью и анизотропией, 2) не являются “врожденными” и статическими характеристиками коллектора, а формируются и развиваются в процессе растворяющего воздействия стока на вмещающую породу. Спелеогенетическое исследование фокусируется на выявлении механизмов и скорости развития, в конечном счете - эволюции полостей растворения, т.е. на выявлении природы присущей карсту крайней неравномерности и анизотропии фильтрационных свойств и иерархической организации структуры проницаемости.

В работе дана обобщенная характеристика структуры карстовой пустотности для основных обстановок спелеогенеза, емкостных фильтрационных и свойств карстовых коллекторов. Растворимые породы характеризуются по крайней мере трехуровневой структурой водовмещающей среды, а соответствующие компоненты стока обнаруживают различное гидродинамическое поведение и сложным образом взаимодействуют между собой. Доля стока, проводимого карстовыми каналами во всех случаях подавляюще преобладает над долей остальных компонентов. Различные методы опробования фильтрационных свойств, в зависимости от масштаба опробуемой области фильтрации, характеризуют водовмещающую среду на одном из уровней. Стандартные лабораторные и скважинные методы фильтрационного опробования в принципе не способны обеспечить оценку величины и структуры каналовой проницаемости. Их использование приводит к неизбежному занижению в оценках водопроводимости на несколько порядков и грубым ошибкам в прогнозах направлений и скоростей водообмена. Адекватная оценка каналовой проницаемости возможна лишь в масштабе КВС (бассейна стока) с использованием методов трассирования и спелеологической информации. Обоснованность гидрогеологического моделирования снижается с переходом от регионального к локальным размерам моделируемой области и локальные модели оказываются крайне ненадежными или построение их теряет практический смысл.

Успехи в развитии теории спелеогенеза, достигнутые в 80-90 годах 20-го столетия, оказывают большое влияние на понимание особенностей гидрогеологии карста. В работе рассмотрены основные теоретические закономерности спелеогенеза, которые, как и создаваемые этим процессом структуры каналовой проницаемости, существенно различны для безнапорных и напорных гидрогеологических условий. В безнапорных условиях действует конкурентный механизм спелеогенеза, ведущий к избирательному ускоренному росту каналов, благоприятно ориентированных в градиентном поле системы стока, и к формированию отчетливой иерархической организации каналовых систем. Проницаемость закарстованных пород, сформированная в этих условиях, характеризуется крайне высокой неоднородностью и анизотропией. В условиях слоистых водонапорных систем спелеогенез инициируется “поперечным” перетоком через слои растворимых пород. При этом действует гидродинамический механизм спелеогенеза, способствующий относительно равномерному спелеогенному развитию всех путей фильтрации, формированию первазийной пустотности, примерно на порядок превышающей пустотность безнапорного формирования. В карстовых напорных водоносных горизонтах в ряде случаев возможно применение модели условной-сплошной среды при решении некоторых задач.

**Abstract:** The principal problems of karst hydrogeology and its distinctions from “common” hydrogeology are rooted in the facts that porosity and permeability in karst aquifers 1) are characterised by high heterogeneity and anisotropy, 2) are not inherent and static characteristics of an aquifer but form and develop in the process of the dissolution action of flow on the host rocks. Speleogenetic research focuses on deciphering of mechanisms and rates of solution conduits development, in final analysis – on their evolution, i.e. on revealing of nature of extreme heterogeneity and anisotropy of percolation properties and hierarchical organization of permeability.

The paper provides general characterization of karst porosity and permeability and discusses conceptual models of karst aquifers. Karst aquifers have multi-porosity structure, with respective flow components demonstrating different hydrodynamic behaviour and complex interaction. Various methods of determination of percolation properties characterize medium on a certain level, depending on the scale of the tested domain. Conduit permeability can be adequately estimated only in the scale of a basin (karst hydrological system). Validity of hydrogeological modeling decreases from regional to the local scales of a domain.

Advances in development of speleogenesis theory attained in last decades of the 20 century render large influence on understanding of peculiar features of karst hydrogeology. The paper outlines principal theoretical regularities of speleogenesis, which, as well as respective conduit permeability structures, differ substantially for unconfined and confined hydrogeological environments.

© А.Б. Климчук <sup>1\*</sup>

<sup>1</sup> Украинский Институт спелеологии и карстологии МОНУ и НАНУ,  
Симферополь, Украина

\* Кoresпoндyючий автор. E-mail: klim@speleogenesis.info

## ВВЕДЕНИЕ

Особенности гидрогеологии карста в общем виде широко известны, однако их природа и сущность связанных с ними проблем в общей гидрогеологической литературе отражается весьма упрощенно и поверхностно. Кроме того, многие новые теоретические исследования, опубликованные в мировой литературе в последние 15-20 лет и выявившие ряд важных закономерностей спелеогенеза (развития карстовой проницаемости), остаются малоизвестными в странах СНГ даже карстологам. Этим обусловлены использование устаревших и неадекватных концепций и методов в преподавании, изучении и объяснении структуры и функционирования карстовых водоносных горизонтов и систем, просчеты и ошибки в решении практических гидрогеологических задач в карстовых районах, упреки в адрес карстологов в «описательности» их предмета и недостаточном использовании количественных методов и гидрогеологического моделирования. Цель настоящей работы - обсуждение основных особенностей и проблем гидрогеологии карста в свете современных достижений в познании спелеогенеза.

Важнейшими характеристиками, определяющими подземный сток, являются пористость и проницаемость пород. Основные проблемы гидрогеологии карста и ее отличия от традиционной гидрогеологии определяются тем, что емкостные и фильтрационные свойства карстовых коллекторов

1. отличаются закономерной крайне высокой пространственной неоднородностью и анизотропией,
2. не являются «врожденными» и статическими характеристиками коллектора, а формируются и развиваются в процессе растворяющего воздействия стока на вмещающую породу.

Проницаемость карстовых коллекторов может существенно возрасти не только в геологически короткие промежутки времени, но и в масштабах времени эксплуатации водоносных горизонтов, горных выработок и инженерных сооружений. Этим, среди других причин, объясняется сложность прогноза фильтрационных свойств закарстованных пород, а также трудности применения традиционных методов их оценки и гидрогеологического моделирования в карстовых районах.

Модифицируя определение Хантона (Huntoon 1995), под термином **карст** будем понимать *интегрированную водообменную систему в растворимых горных породах, в структуре проницаемости которой преобладают расширенные растворением каналы, организованные для наиболее эффективной циркуляции подземных вод в направлении градиента*.

Термин **спелеогенез** означает *развитие полостей в карстующейся породе за счет расширения растворением первичных путей фильтрации подземных вод*. Таким образом, теория спелеогенеза рассматривает происхождение и развитие карстовой пустотности, эволюцию коллекторов от «первичных» порово-трещинных или трещинных до карстовых (Klimchouk et al., 2000). Успехи в развитии теории спелеогенеза, достигнутые в конце 20-го столетия, оказывают большое влияние на понимание особенностей гидрогеологии карста. Одна из задач

настоящей работы заключается в раскрытии этой роли спелеогенетических исследований.

Традиционная теория фильтрации основана на концепции условно-сплошной среды и рассматривает движение жидкости в некоем достаточно большом объеме породы, чтобы можно было пренебречь размерами, формой и расположением отдельных водовмещающих элементов. Теория спелеогенеза акцентирует внимание именно на организованной структуре и параметрах полостей растворения, описывая движение жидкости в них в терминах гидравлики труб и открытых каналов. Кроме того, она использует уравнения баланса масс и кинетики растворения для исследования эволюции карстовой пустотности и выявления механизмов связи между стоком и развитием систем полостей.

В «обычной» гидрогеологии подземный сток рассматривается как функция граничных условий (главным образом - условий питания и разгрузки) и фильтрационных параметров среды. При этом, параметры среды принимаются как неизменные во времени. Этот подход («сток есть функция параметров среды») часто распространяется и на гидрогеологию карста. Назовем такой подход **статическим (структурным)**. Однако в карстовых системах ситуация принципиально иная: структура и параметры проницаемости «создаются» стоком, при этом они динамично изменяются - организуются таким образом, чтобы максимально эффективно проводить сток в данной конфигурации контуров питания-разгрузки. Спелеогенетическое исследование фокусируется на выявлении механизмов и скорости развития полостей в «поле» первичных (доспелеогенных) путей фильтрации, т.е. на выявлении природы присущей карсту крайней неравномерности и анизотропии фильтрационных свойств и иерархической организации структуры проницаемости. Назовем этот подход к гидрогеологии карста **динамическим (генетическим)**.

Гидрогеологи традиционной школы оперируют, главным образом, данными, полученными от скважинных, геофизических и лабораторных методов, характеризующими поровую и трещинную проницаемость в небольших объемах породы. Такие данные мало пригодны для оценки проницаемости, определяемой карстовыми каналами. С другой стороны, характеристики изученных спелеологическими методами полостей (пещер) сложно обобщать для использования в решении гидрогеологических задач без адекватной спелеогенетической интерпретации и формализации. ЗадOCUMENTИРОВАННЫЕ полости, будучи доступными (часто реликтовыми - «отделенными» от обстановки своего формирования) фрагментами карстовых водоносных систем, дают представления о структуре каналовой проницаемости и гидрогеологических функциях систем лишь при проведении спелеогенетических реконструкций. Еще менее информативными для гидрогеолога (опять же - если не применяются адекватные спелеогенетические концепции) остаются данные по полостям, вскрываемых скважинами и другими выработками. Таким образом формируется невнятное представление о некоем множестве «изолированных» полостей с неясными структурой и функциями, распределение которых кажется случайным, а интерпретация данных о распределении и размерах полостей в

терминах параметров водоносного горизонта остается нереализованной. В настоящей статье делается попытка концептуальной характеристики структуры и параметров карстовой пустотности для основных обстановок спелеогенеза.

### 1. ВИДЫ ПОРИСТОСТИ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ЕМКОСТНЫХ И ФИЛЬТРАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОД

Размеры и распределение (структура, плотность и связность) пустот различной природы в породах (пористости в широком смысле) являются определяющими факторами в формировании их фильтрационных и емкостных свойств. Структура водовмещающего пространства незакарстованных (пористых и трещиноватых) сред более или менее адекватно формализуется в гидрогеологии, но формирование карстовой пустотности (спелеогенез) кардинально усложняет проблему, резко усиливая неоднородность и анизотропию фильтрационных и емкостных параметров пород и затрудняя их оценку в рамках традиционных гидрогеологических подходов. Вариации размеров гидрогеологически активных пустот в незакарстованных породах (пор и трещин) обычно укладываются в три-четыре порядка, тогда как поперечные размеры таких пустот в закарстованных породах варьируют в пределах восьми порядков. Это, вместе с усилением структурной организованности и анизотропии пустотности, обуславливает огромные вариации проницаемости. Скорости движения вод в порах карстующейся породы и крупных карстовых каналах различаются на 30 порядков (Quinlan et al., 1996).

Имеющиеся в литературе оценки пористости карстующихся пород варьируют в широких пределах. Методы ее определения различны, что дополнительно затрудняет сравнения. Для общей пористости в известняках Боначчи (Bonacci 1987) указывает пределы 0,2 - 45 %, Фриз и Черри (Freeze & Cherry, 1979) - 0 - 20 %. Для эффективной пористости Боначчи приводит сводку из 20 литературных источников, где значения варьируют в пределах от 0,17 до 10 % при медиане 1,6 % (значения от 5 до 10 % приведены для эпикарстовой зоны в одном из регионов). Такие оценки пористости охватывают все типы водовмещающих пустот в породе. Между тем, большой интерес представляет дифференцированная оценка гидрогеологической роли пустот различной природы.

По природе и морфологии водовмещающих пустот в породе, среди простых гидрогеологических структур в гидрогеологии выделяют поровую и трещинную, а среди структур более высокого порядка - пластовую и жильную (трещинно-жильную) (Пиннекер 1977). Отечественные карстологи к элементарным структурам добавляют каверновую, обозначая этим термином карстовую пустотность (Дублянский, Кикнадзе 1984). В англоязычной литературе предпочитают пользоваться понятием "трубной" или "канальной" пустотности ("conduit" or "channel" porosity), чем делается акцент на ее гидравлической связности. По-видимому, для обозначения элементарной карстовой структуры в целях гидрогеологического анализа термин "канал" предпочтителен термину "каверна", так как последний является неопределенным геологическим термином,

ассоциируемым скорее с некими изометричными "изолированными" пустотами (более чем на порядок крупнее пор), чем с ориентированными в пространстве породы водопроводящими элементами организованных карстовых систем. Именно этот смысл должен отражать термин, используемый для карстовой проницаемости, поэтому в дальнейшем изложении мы будем пользоваться термином "канальная" пустотность (проницаемость).

Фильтрационные и емкостные свойства основных видов гидрогеологической структуры резко различны, а образуемые ими компоненты стока обнаруживают определенную самостоятельность и сложным образом взаимодействуют между собой. Для целей последующей концептуализации водовмещающей среды и стока в закарстованных породах целесообразно дать генерализованную характеристику каждого из основных видов гидрогеологической структуры.

#### 1.1. Пористость и проницаемость матрикса

Матриксная пористость (собственно пористость нетрещиноватой породы) обычно определяется как совокупность пустот, имеющих раскрытие до 0,1 мм. Это межзерновые пустоты породы, сформированные в ходе седиментогенеза и раннего диагенеза. К матриксной пористости часто относят и микротрещины. Матриксная пористость и проницаемость может быть определена на образцах, взятых из выработок, или пакерными испытаниями в скважинах при опробовании малых интервалов (до 1 м) нетрещиноватых пород.

Пористость большинства молодых карбонатных осадков весьма высока: от 40-70% в свежееотложенном осадке до 10-20% в эоцен-плейстоценовых известняках, не испытавших существенного погребения. В ходе глубокого погребения и последующего диагенеза матриксная пористость карбонатов обычно уменьшается до нескольких процентов или долей процента. Доломиты и меловые породы характеризуются более высокой пористостью. Уорсингтон, Форд и Беддоус (Worthington, Ford & Beddows, 2000) приводят осредненные значения матриксной пористости: 2,4% в палеозойских известняках Кентукки, 6,6% в палеозойских доломитах Онтарио, 17% в кайнозойских известняках Юкатана (Мексика) и 30% в мелах Англии (Таблица 1). Проницаемость матрикса в известняках и доломитах обобщается пределами от  $5 \times 10^{-17}$  до  $5 \times 10^{-13}$  м<sup>2</sup>, а коэффициент фильтрации - от  $5 \times 10^{-11}$  до  $5 \times 10^{-7}$  м/сек (Freeze & Cherry, 1979). Значения коэффициента фильтрации для матрикса в примерах Таблицы 1 колеблются в пределах от  $2 \times 10^{-11}$  (Кентукки) до  $7 \times 10^{-5}$  (Юкатан) м/сек; в эти же пределы укладываются результаты 493 измерений коэффициента фильтрации матрикса в известняках формации Эдвардс в Техасе (Halihan, Sharp & Mace, 1999). Из Таблицы 1 следует, что несмотря на главенствующий вклад матриксной пористости в емкостные характеристики пород (96,4 - 99,9 %), ее вклад в подземный сток оказывается минимальным (значения в скобках в колонках **Км**: 0 - 0,02 %).

Поток в матриксе практически всегда ламинарный и отвечает уравнению Дарси.

Таблица 1

Пористость и коэффициенты фильтрации типичных закарстованных коллекторов (по данным Worthington, Ford & Beddows 2000)

Породы, район	Матрикс		Трещины		Каналы	
	Пористость (доля в общей пористости), %	$K_m$ , м/сек (доля стока*, %)	Пустотность (доля в общей пустотности), %	$K_t$ , м/сек (доля стока*, %)	Пустотность (доля в общей пустотности), %	$K_k$ , м/сек (доля стока*, %)
Доломиты, Онтарио (Канада), нижний палеозой	6.6 (99.7)	$1 \times 10^{-10}$ (0.000003)	0.02 (0.3)	$1 \times 10^{-5}$ (3)	0.003 (0.05)	$3 \times 10^{-4}$ (97)
Известняки, Кентукки (США), верхний палеозой	2.4 (96.4)	$2 \times 10^{-11}$ (0)	0.03 (1.2)	$1 \times 10^{-5}$ (0.3)	0.06 (2.4)	$3 \times 10^{-3}$ (99.7)
Мел, Англия, мезозой	30 (99.9)	$1 \times 10^{-8}$ (0.02)	0.01 (0.03)	$4 \times 10^{-6}$ (6)	0.02 (0.07)	$6 \times 10^{-5}$ (94)
Известняки, Юкатан (Мексика), эоцен- плейстоцен	17 (96.6)	$7 \times 10^{-5}$ (0.02)	0.1 (0.6)	$1 \times 10^{-3}$ (0.2)	0.5 (2.8)	$4 \times 10^{-1}$ (99.7)

Примечание: Вклад каждого вида пористости в подземный сток рассчитывался (Worthington, Ford & Beddows, 2000) по формуле:  $F_m = K_m / (K_m + K_t + K_k)$

где F = доля стока, K = коэффициенты фильтрации разных сред, обозначаемые индексами m, t и k.

## 1.2. Трещинная пустотность и проницаемость

Трещинная пустотность и проницаемость возникает при формировании дизъюнктивных (разрывных) нарушений в породе и раскрытии межпластовых контактов. Параметры раскрытости трещин варьируют в широких пределах как ввиду особенностей механизмов формирования и развития трещиноватости, так и ввиду последующего расширения некоторых трещин растворением. В качестве общей закономерности отмечается, вне зависимости от конкретной природы агентов трещинообразования, преимущественный рост наиболее крупных трещин, что является проявлением принципа унаследованности (Чернышев 1983) и способствует увеличению вариаций размеров трещин и переходу крупных в разряд каналов. Нижний предел раскрытости трещин, значимый в гидрогеологической практике, обычно принимается на уровне десятков-сотен микрон. Для установления верхнего предела (определения размерной границы между трещинами и каналами) используются разные критерии, что оставляет его неопределенным; разные авторы принимают его на уровнях от 1 до 15 мм (см. следующий раздел). Отдельные широкие (свыше 10-15 мм) трещины и щели, а также зоны дробления крупных тектонических разрывов, рассматриваются как каналы безотносительно к степени их модификации растворением.

Трещинная проницаемость оценивается по данным поинтервальных испытаний скважин, пройденных в относительно равномерно трещиноватых породах (не вскрывающих более крупные каналы). Трещинная пустотность может быть рассчитана по этим же данным

с использованием кубического закона

$$b = (12 T \mu / (c g))^{0.33} [1]$$

где  $b$  = раскрытие трещины,  $T$  = водопроводимость,  $\mu$  = динамическая вязкость,  $c$  = плотность жидкости и  $g$  = гравитационное ускорение. Это уравнение предполагает, что поток сконцентрирован в единичной гладкой трещине, поэтому дает заниженные значения раскрытия. Трещинная пустотность оценивается также с использованием измерений трещиноватости в обнажениях и керне (Рац, 1962; Чернышев, 1983).

По Чернышеву (1979), трещинная пустотность сохранного скального массива обычно составляет доли процента, но может возрастать до нескольких процентов и достигать 10 % в выветрелых и сильно трещиноватых породах. В классификации массивов горных пород по степени трещиноватости Рац и Чернышев (1970) используют следующие градации трещинной пустотности: малая - от 0,1 до 0,3 %, средняя - от 0,3 до 1 %, высокая - от 1 до 3 %, аномально высокая - от 3 до 10 %.

В четырехкарстовых районах, охарактеризованных в работе Уорсингтона, Форда и Беддоус (2000), трещинная пустотность (оцененная по данным скважинных испытаний и вышеприведенной формуле) варьирует от 0,01 до 0,1 %, а ее доля в емкости коллекторов - от 0,03 до 1,2 %, что намного ниже соответствующих параметров для матриксной пористости. Однако вклад трещинной пустотности в проницаемость массива оказывается на несколько порядков выше, чем матриксной пористости. Коэффициенты фильтрации трещинных сетей варьируют от  $10^{-5}$  до  $10^{-3}$ , а доля

подземного стока в трещинной среде в общем стоке - от 0,2 до 6 %.

Поток в трещинной водонасыщенной среде преимущественно ламинарный и описывается уравнением Хаагена-Пуайзеля.

### 1.3. Каналовая пустотность и проницаемость

При раскрытии трещин свыше 10 мм в фильтрации начинают проявляться нелинейные эффекты, поэтому Уайт (White 1999) предлагает принять этот порог за границу между широкими трещинами и малыми каналами. Форд и Уильямс (Ford & Williams 1989) относят к каналам полости с раскрытием 5-15 мм, отмечая эти пределы как предпосылку для возникновения турбулентного режима. Worthington & Ford (1997) относят к каналам связанные трещины, расширенные растворением до поперечника свыше 1 мм.

В литературе имеются противоречивые мнения о величине карстовой (каналовой) пустотности и ее доле в общей пористости пород. Приближенная оценка каналовой пустотности может быть выполнена различными способами. Аткинсон (Atkinson 1977) использовал данные по режиму источника, по которым выделялся объем "базового" стока, вытесненного из коллектора паводком; от паводковых вод базовый сток отделялся по моменту смены чистых вод с большей минерализацией на воду с более высокой мутностью с низкой минерализацией. Боначчи (1987) подробно обсуждает некоторые другие методы оценки эффективной пористости закарстованных пород (анализ пьезометрических данных и кривых истощения источников), отмечая присущие им сложности и приближительность результатов. Уорсингтон, Форд и Беддоус (2000) использовали в таких оценках различные допущения, обосновываемые для каждого из районов (Таблица 1), а также величину сечения каналов, рассчитанную по формуле:

$$A = CR/v \quad [2]$$

где  $A$  = поперечное сечение канала,  $C$  = площадь водосбора каналовой системы,  $R$  = инфильтрационное питание (осадки минус эвапотранспирация),  $v$  = скорость движения воды в каналах, определяемая путем осреднения результатов экспериментов по трассированию в данном водосборе. При этом подразумевается, что карстовый коллектор имеет древовидную структуру, что является обычным для открытых гидрогеологических условий, но не характерно для напорных комплексов (рис. 1).

По этим оценкам, каналовая пустотность пород в четырех исследованных районах колеблется от 0,003 до 0,5 %, а ее вклад в общую емкость коллекторов - от 0,05 до 2,8 %. Как видно, эти характеристики сравнимы с соответствующими характеристиками для трещинной пустотности и намного меньше значений для матрикса (последнее, однако, справедливо лишь для каналовой пустотности, сформированной в открытых гидрогеологических условиях - см. нижеследующее обсуждение и Таблицу 2). Однако значения эквивалентных коэффициентов фильтрации для каналовых систем превышают на один-два порядка коэффициенты фильтрации для трещиноватости и на 3-7 порядков коэффициенты фильтрации для матрикса.

*Таким образом, именно каналовая проницаемость обеспечивает почти весь (от 94 до 99,7 %) подземный сток во всех приведенных примерах, что проявляется в породах различного возраста и с различными характеристиками матриксной и трещинной пористости.*

Обобщенные количественные характеристики карстовой проницаемости могут быть получены путем спелеоморфометрического анализа хорошо изученных пещерных систем (Климчук, 1999; Klimchouk 1992, 2000c, 2003b, 2004c; Worthington, 1999; Worthington, Ford & Beddows, 2000). По данным топосъемок пещер определяются протяженность ходов, их площадь и объем, площадь и объем массива пород, вмещающих пещеру, а также удельный объем пещеры (отношение объема пещеры к ее протяженности, м<sup>3</sup>/м), плотность каналов (отношение протяженности каналов к площади массива, км/км<sup>2</sup>), коэффициенты площадной (доля площади массива, занимаемая полостями) и объемной (доля объема массива, занимаемая полостями) пустотности (закарстованности).

В подходах к определению площади и объема пещерных массивов имеются некоторые различия, влияющие на результаты. Стандартная методика (Проблемы изучения, ... 1983) определяет площадь пещерного массива как площадь наименьшего прямоугольника, вмещающего пещеру. В расчете объема пещерного массива эта площадь умножается на амплитуду (разность высот крайних верхней и нижней точек) пещеры. Выбор прямоугольника как аппроксимирующей фигуры позволяет унифицировать измерения, но приводит к существенному (в 2-5 раз) завышению площади и объема массива и соответствующему занижению значений коэффициентов пустотности. При этом степень занижения коэффициентов пустотности сильно зависит от общей плановой конфигурации пещеры (степени "компактности" рисунка ходов - наличия отдельных элементов, сильно выступающих за пределы основной площади развития ходов), что затрудняет сравнение данных.

Для обеспечения большей сравнимости показателей мы определяем площадь пещерного массива как площадь многоугольника, описывающего пещеру (Климчук, 1999; Klimchouk, 1992, 2003b; см. рис. 1). Практическими построениями на планах пещер разных типов установлено, что субъективность выбора формы многоугольника (степени детальности описывания выступающих элементов) дает вариации площади в пределах 10 %, что оставляет возможность сравнения характеристик разных объектов.

В Таблице 2 приведены морфометрические характеристики ряда репрезентативных пещер и их массивов, по которым удалось собрать необходимые данные. Для целей дальнейшего анализа (см. раздел 5) пещеры разделены на две категории:

1. преимущественно древовидные системы, сформированные в открытых гидрогеологических условиях (эпигенный спелеогенез),
2. преимущественно лабиринтовые системы, сформированные в условиях напорных водоносных комплексов (гипогенный спелеогенез).

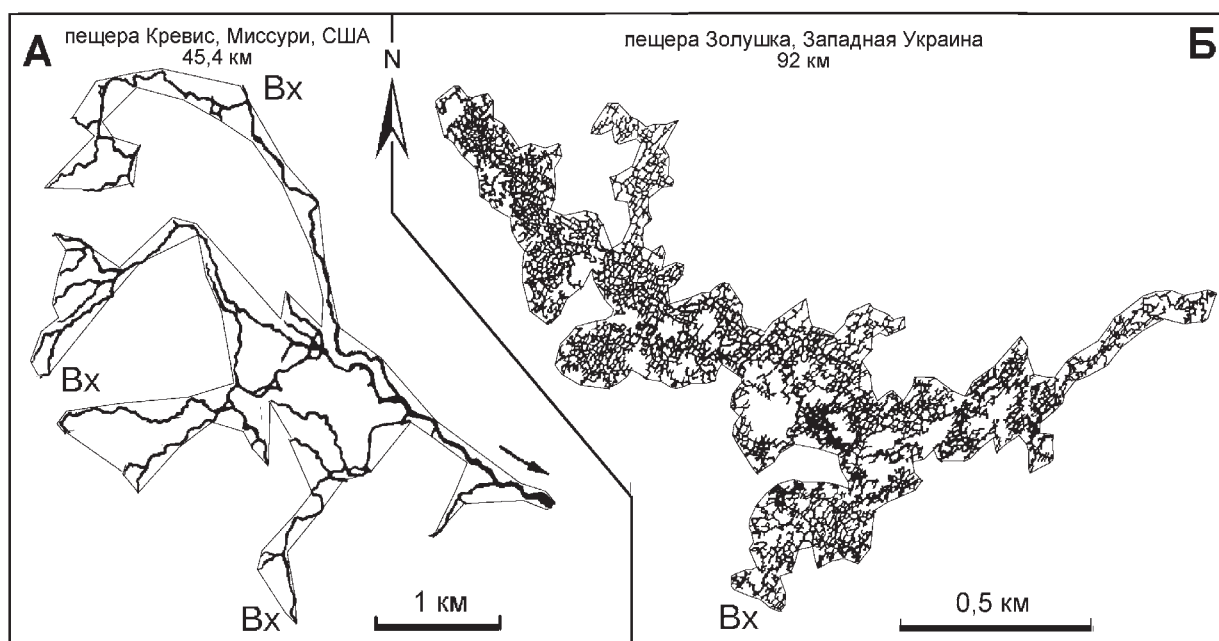
Таблица 2

Параметры пещер, вмещающих массивов и пещерных сетей для разных типов спелеогенеза

Название пещеры, район, вмещающие породы	Пещера				Массив вмещающих пород		Пещерные сети (канальная пустотность)		
	Длина, м	Площадь, м <sup>2</sup>	Объем, м <sup>3</sup>	Удельн. объем, м <sup>3</sup> /м	Площадь, м <sup>2</sup>	Объем, м <sup>3</sup> ×10 <sup>6</sup>	Плот- ность, км/км <sup>2</sup>	Пустотность, %	
								Площад- ная	Объемная
<b>Спелеогенез в открытых гидрогеологических условиях (эпигенный)</b>									
<b>Blue Spring Cave</b> , Индиана, США мисс. изв-ки	32000	145860	500000	15,6	2,65	119,34	<b>12,07</b>	<b>5,50</b>	<b>0,42</b>
<b>Mammoth Cave</b> , Кентукки, США, мисс. изв-ки	550000	1386000	8000000	14,5	36,78	3310,2	<b>14,95</b>	<b>3,77</b>	<b>0,24</b>
<b>Friars Hole System</b> , З.Вирджиния, США, мисс. изв-ки	70000	300000	2700000	38,6	4,37	349,92	<b>16,00</b>	<b>6,86</b>	<b>0,77</b>
<b>Красная</b> , Крым, Украина, юрские изв-ки	17285	63600	268000	15,5	0,74	37,00	<b>23,23</b>	<b>8,55</b>	<b>0,72</b>
<b>Спелеогенез в закрытых гидрогеологических условиях (гипогенный)</b>									
<b>Jewel Cave</b> , Ю.Дакота, США, карбонатные изв-ки	148028	669244	1486508	10,0	3,01	135,63	<b>49,11</b>	<b>22,20</b>	<b>1,10</b>
<b>Wind Cave</b> , Ю.Дакота, США, карбонатные изв-ки	143200	430000	1134000	7,9	1,36	61	<b>105,68</b>	<b>31,73</b>	<b>1,86</b>
<b>Knock Fell Caverns</b> , Пеннины, Англия, пермские изв-ки	4000	6000	12000	3,0	0,02	0,12	<b>170,94</b>	<b>25,64</b>	<b>10,26</b>
<b>Fuchslabyrinth Cave</b> , Германия, триасовые изв-ки (Muschelkalk)	6400	5750	7050	1,1	0,03	0,15	<b>217,61</b>	<b>19,55</b>	<b>4,80</b>
<b>Moestrof</b> , Люксембург, триасовые изв-ки (Muschelkalk)	4000	4000	3500	0,9	0,01	0,05	<b>406,09</b>	<b>40,61</b>	<b>7,14</b>
<b>Боговская</b> , В.Сибирь, Россия, ордовикские изв-ки	23000	66700	104050	4,5	0,11	1,37	<b>201,75</b>	<b>58,51</b>	<b>7,62</b>
<b>Estremera</b> , Мадрид, Испания, неогеновые гипсы	3500	8000	64000	18,3	0,06	0,71	<b>59,32</b>	<b>13,56</b>	<b>9,04</b>
<b>Оптимистическая</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	188000	260000	520000	2,8	1,48	26,03	<b>127,03</b>	<b>17,57</b>	<b>2,00</b>
<b>Озерная</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	111000	330000	665000	6,0	0,74	13,20	<b>150,00</b>	<b>44,59</b>	<b>5,04</b>
<b>Золушка</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	89500	305000	712000	8,0	0,63	18,93	<b>142,06</b>	<b>48,41</b>	<b>3,76</b>
<b>Млынки</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	24000	47000	80000	3,3	0,17	2,38	<b>141,18</b>	<b>27,65</b>	<b>3,36</b>
<b>Кристалльная</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	22000	38000	110000	5,0	0,13	1,82	<b>169,23</b>	<b>29,23</b>	<b>6,04</b>
<b>Славка</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	9100	19000	34000	3,7	0,07	0,98	<b>139,14</b>	<b>29,05</b>	<b>3,47</b>
<b>Вертеба</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	7800	23000	47000	6,0	0,07	0,66	<b>117,82</b>	<b>34,74</b>	<b>12,00</b>
<b>Атлантида</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	2520	4500	11400	4,5	0,02	0,29	<b>168,00</b>	<b>30,00</b>	<b>4,00</b>
<b>Буковинка</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	2400	4300	6000	2,5	0,02	0,14	<b>120,00</b>	<b>21,50</b>	<b>4,44</b>
<b>Угрынь</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	2120	4000	8000	3,8	0,01	0,14	<b>176,67</b>	<b>33,33</b>	<b>5,71</b>
<b>Гостри Говды</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	2000	1300	3300	1,7	0,01	0,07	<b>270,27</b>	<b>17,57</b>	<b>4,00</b>
<b>Юбилейная</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	1500	2000	3500	2,3	0,01	0,08	<b>277,78</b>	<b>37,04</b>	<b>4,00</b>
<b>Комсомольская</b> , З.Украина, неогеновые гипсы	1240	1700	2600	2,1	0,01	0,07	<b>177,14</b>	<b>24,29</b>	<b>3,00</b>

Как видно из таблицы, канальная пустотность для пещерных массивов первой категории варьирует в пределах 0,24 - 0,77 %. Эти значения примерно

на порядок выше оценок канальной пустотности, сделанных Уорсингтоном с применением расчетных гидрогеологических методов (Таблица 1).



**Рис. 1.** Типичные примеры плановой структуры пещер, сформированных А - в открытых гидрогеологических условиях, Б - в условиях напорных водоносных комплексов. На планах пещер показаны контуры пещерных массивов (полей), используемые в расчетах показателей каналовой пустотности (см. Таблицу 2).

Непосредственное сравнение возможно для пещерной системы Мамонтова-Флинт-Ридж в Кентукки, где пустотность по спелеоморфометрическому методу составляет 0,24 %, а по "гидрогеологическому" методу 0,06 %. Такое различие можно объяснить тем, что спелеоморфометрическое значение характеризует пустотность наиболее закарстованной зоны водосбора, а "гидрогеологическое" осредняет пустотность для всего водосбора, включающего слабозакарстованные участки.

Данные Таблицы 2 отчетливо демонстрируют существенные различия в каналовой пустотности, формирующейся в безнапорных (среднее значение 0,5 %) и напорных условиях. Пустотность, обуславливаемая развитием лабиринтовых "артезианских" пещер, колеблется в пределах 2,0 - 12,0 %, а среднее значение (5,0 %), на порядок превышает среднее значение пустотности для безнапорного спелеогенеза. Причины этого кроются в ряде важных различий в механизмах и условиях спелеогенной эволюции безнапорных и напорных коллекторов, которые обсуждаются в разделе 5.

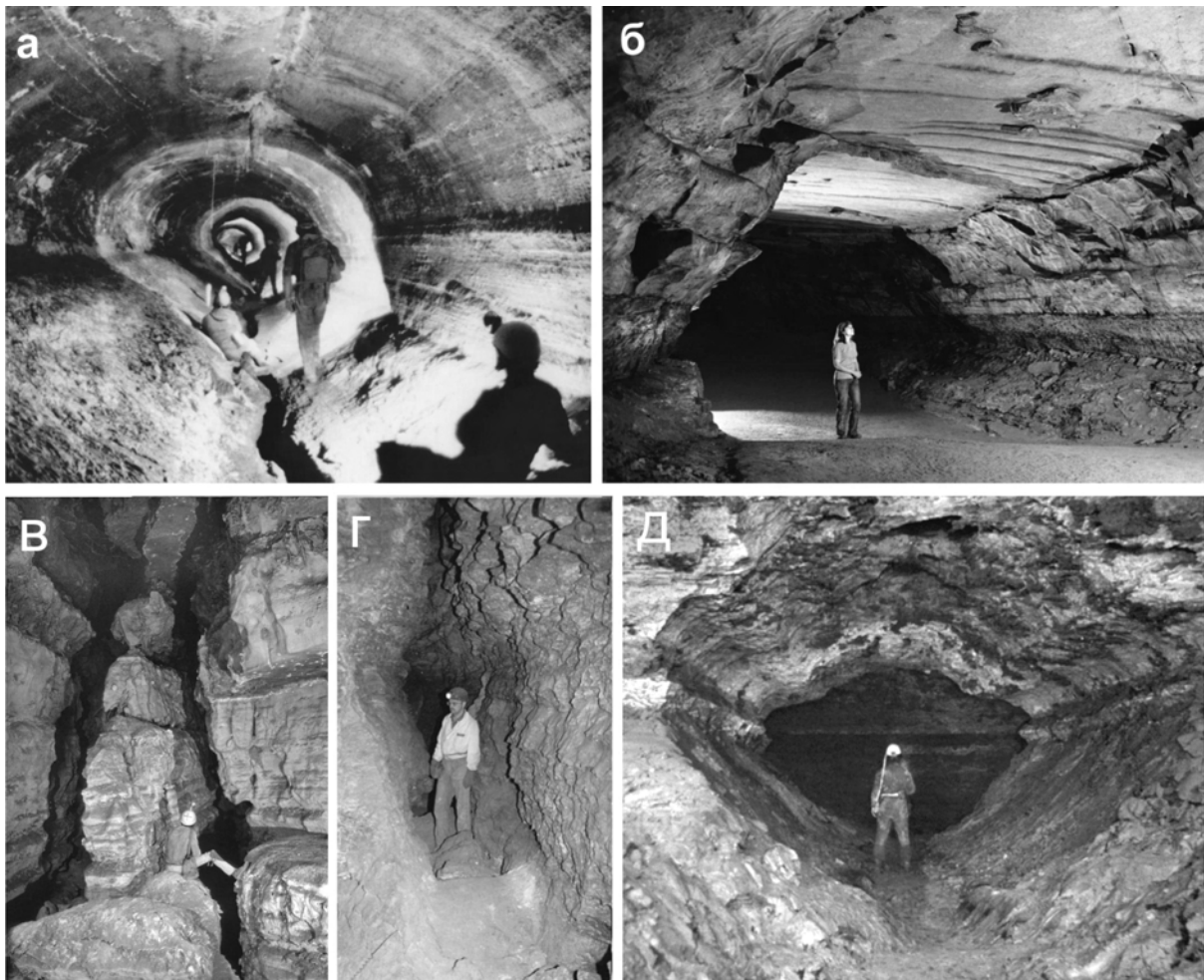
#### 1.4. Сравнительная роль различных видов пористости в формировании емкостных и фильтрационных свойств коллекторов

Приведенные данные свидетельствуют о том, что карстовые каналы, сформированные в открытых гидрогеологических условиях, представляют незначительную долю пористости пород, а водосодержание пород определяется, главным образом, поровой средой матрикса (Таблица 1). Ценность подобранных Уорсингтоном с соавторами примеров состоит также в том, что они демонстрируют устойчивость такого соотношения в разных по возрасту (диагенетической зрелости) и пористости породах. Палеозойские карбонаты Онтарио и Кентукки являются

диагенетически зрелыми породами, испытавшими глубокое погружение и имевшими значительно более низкую матричную пористость, чем меловые породы Англии и молодые известняки Юкатана. Вместе с тем, доля матричной пористости в водосодержании во всех случаях остается преобладающей. Однако отмеченный вывод о распределении относительного вклада различных видов пористости в емкостные свойства пород не распространяется на напорные водоносные комплексы. Спелеогенез в артезианских условиях приводит к формированию значительно (на порядок) более высокой каналовой пустотности закарстованных зон, чем спелеогенез в безнапорных условиях (Таблица 2). Матричная пористость пород, в которых развиты пещеры артезианской группы, во всех случаях не превышает нескольких процентов. Таким образом, вклад каналовой пустотности артезианского происхождения в емкостные свойства пород может быть сравнимым с вкладом матричной пористости или даже превышать его (в случае гипсовых пещер).

Данные Таблицы 1 убедительно демонстрируют, что несмотря на незначительную долю каналовой пустотности в емкостных характеристиках безнапорных коллекторов, именно она обеспечивает почти весь (от 94 до 99,7 %) подземный сток во всех приведенных примерах. Трещинная проницаемость ответственна за незначительную долю стока, а матричная (поровая) проницаемость пренебрежимо мала. Очевидно, что этот вывод работы Уорсингтона с соавторами может быть распространен и на закарстованные напорные водоносные горизонты.

Следует подчеркнуть, что приведенные данные о пористости и проницаемости, сформированной разными видами элементарной гидрогеологической структуры, следует рассматривать как генерализованные для закарстованных коллекторов соответствующих типов. Правомочность такой генерализации



**Рис. 2.** Морфология и размеры типичных карстовых каналов: **а** = пещера Кастлгард в Скалистых горах (Канада), **б** = пещера Мамонтова в Кентукки (США), **в** = пещера Уинд в Южной Дакоте (США), **г** и **д** = пещеры Млынки и Золушка в Западной Украине. Фото **а** - Д.Форд; **б** и **в** - А.Палмер; **г** и **д** - А.Климчук.

иллюстрируется тем, что коллекторы, сложенные разными по возрасту, литологии и “начальным” (непелеогенным) емкостным свойствам породами, демонстрируют сходство гидрогеологической роли сформированной впоследствии каналовой пустотности и ее количественных оценок. Вместе с тем, емкостные и фильтрационные свойства закарстованных пород крайне неоднородны (эта проблема дополнительно обсуждается ниже), поэтому в конкретных природных обстановках (или различных гидродинамических зонах) возможны значительные вариации. Сказанное иллюстрируется, например, известными особенностями и контрастными свойствами приповерхностной (эпикарстовой) зоны открытых карстовых массивов (Климчук 1989; Klimchouk 1995, 2000a, 2004a), где эффективная пористость пород может на порядок превышать значения, характерные для “основной” части массива.

Оценки, приведенные в качестве иллюстрации обсуждаемых выше закономерностей, относятся в наибольшей степени к верхней части фреатической зоны (зоны полного насыщения) открытых массивов. Известна тенденция к уменьшению закарстованности (эффективной пористости в целом - главным образом за счет уменьшения трещинной и каналовой

пустотности) далее с глубиной. Однако эта тенденция не распространяется на слоистые напорные водоносные комплексы, где горизонты с высокой закарстованностью могут быть встречены на разных глубинах.

## 2. ФИЛЬТРАЦИОННАЯ НЕОДНОРОДНОСТЬ ЗАКАРСТОВАННЫХ ПОРОД И МАСШТАБНЫЙ ЭФФЕКТ

В теории фильтрации распределение пористости принимается беспорядочным, условия движения жидкости рассматриваются макроскопически, а реальная порода заменяется условно-сплошной средой с непрерывными свойствами. Параметры пористости и проницаемости всегда осреднены в пределах некоего опробованного объема пласта. Эти допущения не применимы к карстовой среде, которая отличается высокой гетерогенностью и анизотропией проницаемости. К тому же, карстовая пустотность обычно не распределена хаотически, а отличается иерархической организацией. Для характеристики контрастов в характере фильтрации в карстующихся породах (которые могут быть закарстованы в различной степени) Бурдон и Папакис (Burdon & Papakis, 1963) использовали понятия *рассеянной циркуляции* в порово-трещинном пространстве (описываемой законом Дарси) и *концентрированной циркуляции*



в карстовых каналах. В дальнейшем в западной литературе концептуализация характера карстового стока была осложнена введением внутренне противоречивых классификаций компонентов стока типа "рассеянный - каналовой" (White & Schmidt, 1966; Shuster & White, 1971), "рассеянный – трещинный - каналовой" (Atkinson, 1985), "гранулярный – рассеянный – трещинный - каналовой" (Quinlan & Ewers, 1985). Противоречивость состоит в том, что характеристика степени концентрации стока (как и вообще степени фильтрационной неоднородности среды) зависит от масштаба рассмотрения и не должна смешиваться с типологией пустотности. Корреляция степени концентрации подземного стока с элементарными видами гидрогеологических структур (возрастание концентрации в ряду "поры – трещины - каналы") правомерна лишь в определенном фиксированном масштабе рассмотрения, соответствующем критерию "рассеянности" меньшего из членов ряда. Принятием иного масштаба рассмотрения распределение любого из компонентов пустотности может быть представлено как рассеянное (однородное) или концентрированное (неоднородное).

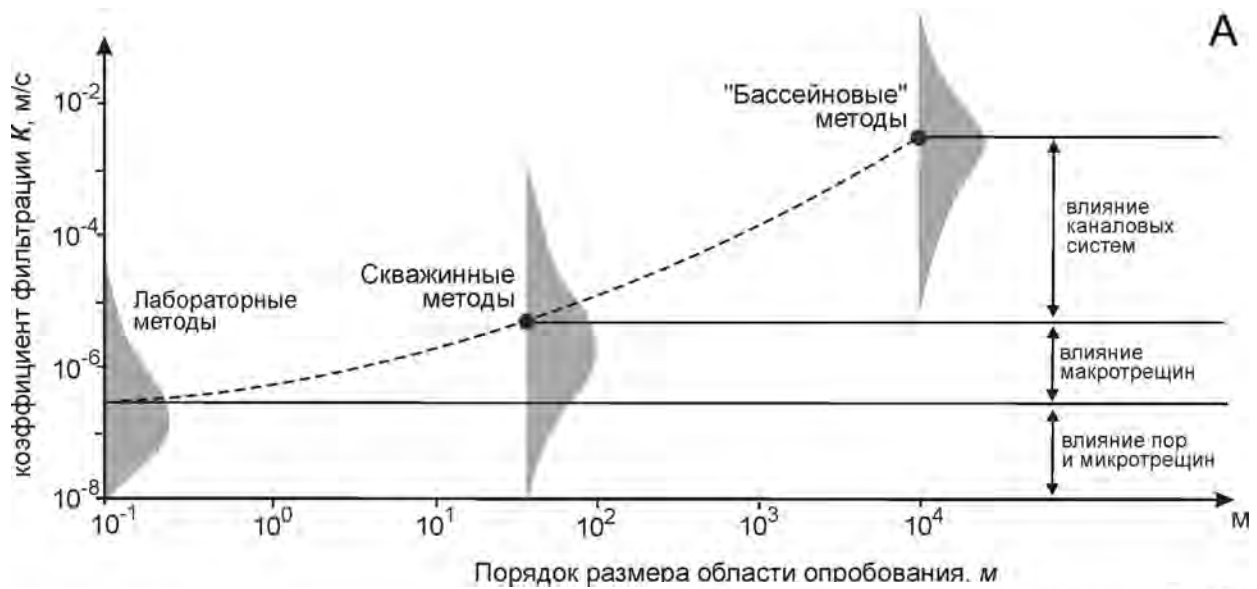
Относительность понятия фильтрационной неоднородности подчеркивается и обсуждается в работах Раца (1967), Боровского, Самсонова и Язвина (1979) и коллектива авторов (Прогноз водопритоков..., 1972). Она, по сути, является отражением масштабного эффекта, проявления которого разнообразны и будут рассмотрены ниже. Для категоризации неоднородностей удобным представляется предложение Раца различать неоднородности высшего порядка, эффективную и низшего порядка. **Неоднородность высшего порядка** обусловлена неравномерным распределением элементов, линейные размеры которых в  $10^4$  и более раз меньше зоны рассмотрения (опробования). **Эффективная неоднородность** обусловлена неравномерным распределением элементов, размеры которых в 10-100 раз меньше зоны рассмотрения. **Неоднородность низшего порядка** имеет место при размерах элементов больших, чем размеры зоны опробования. Отсюда следует, что расширением рассматриваемой области фильтрации до размеров, в которых трещины и карстовые каналы могут рассматриваться в качестве элементов эффективной неоднородности или неоднородности высшего порядка, рассеянным может быть представлен стоки в трещинной, и в каналовой средах. Например, правомерно говорить о *рассеянной каналовой* циркуляции (при рассмотрении в масштабе пещерного поля - от нескольких сот метров до нескольких километров) в случае потоков подземных вод в закарстованных водоносных горизонтах с артезианскими лабиринтными каналовыми системами (типа миоценовых гипсов Западной Украины или палеозойских известняков Южной Дакоты - см. рис. 1б). Таким образом, правомерны классификации компонентов стока по типам элементарных структур, а водоносных горизонтов - по их преобладанию (поровые-трещинные-каналовые и их комбинации), но эти признаки не следует смешивать с признаками, отражающими степень концентрации стока. Характеристика степени концентрации стока должна включать указание на масштаб рассмотрения.

В гидрогеологических отчетах и публикациях

по карстовым районам часто указывают широкие пределы изменчивости значений коэффициента фильтрации, полученных разными методами. Это часто прямолинейно интерпретируется как свидетельство резкой пространственной неоднородности проницаемости пород. Однако проницаемость в столь неоднородных породах, как закарстованные, есть атрибут не породы вообще, а относительно независимых сред (поровой, трещинной, каналовой) с резко различными характерными размерами и структурой пустот. Разные методы опробования характеризуют свойства, преимущественно, какого-то одного из видов проницаемости, в зависимости от размеров опробываемой области фильтрации и степени "охвата" более крупных элементов пустотности. Поэтому в измерениях фильтрационных свойств закарстованных пород очень сильно проявляется масштабный эффект, что отмечено многими исследователями (Kiraly, 1975; Quinlan et. al., 1992; Sauter, 1993; Worthington & Ford, 1997; Worthington, 1999; Halihan, Sharp & Mace, 1999). *Таким образом, масштабный эффект отражает наличие гетерогенной пористости; в идеальной пористой среде он не проявляется.* Коэффициенты фильтрации являются функцией размеров области опробования и методов их определения. Они возрастают на 5-8 порядков при переходе от масштаба образцов породы через локальный масштаб (скважинные методы) к масштабу карстовой водоносной системы (КВС) или дренажного бассейна (рис. 3 и 4). По возрастанию получаемых значений коэффициента фильтрации известные методы образуют следующий ряд:

1. Лабораторные исследования образцов породы и испытания в нетрещиноватых интервалах скважин характеризуют, главным образом, пористость и проницаемость матрикса. Размеры области опробования измеряются сантиметрами и десятками сантиметров.
2. Скважинные испытания в трещиноватых интервалах характеризуют, главным образом, трещинную проницаемость. Размеры области опробования варьируют от метров до десятков метров.
3. Продолжительные скважинные откачки характеризуют трещинную и каналовую проницаемость в различных сочетаниях, в зависимости от положения скважин по отношению к каналам и гидравлической связности этих сред. Размеры области опробования варьируют в пределах десятков, иногда сотен метров.
4. Гидрогеологические расчеты по гидрографам источников и моделирование с использованием параметров, оцененных с учетом спелеологических характеристик и данных экспериментов по трассированию карстовых вод, характеризуют каналовую проницаемость в масштабах карстовых водоносных систем (КВС), водосборов источников или бассейнов рек. Размеры области опробования варьируют от сотен метров до десятков километров.

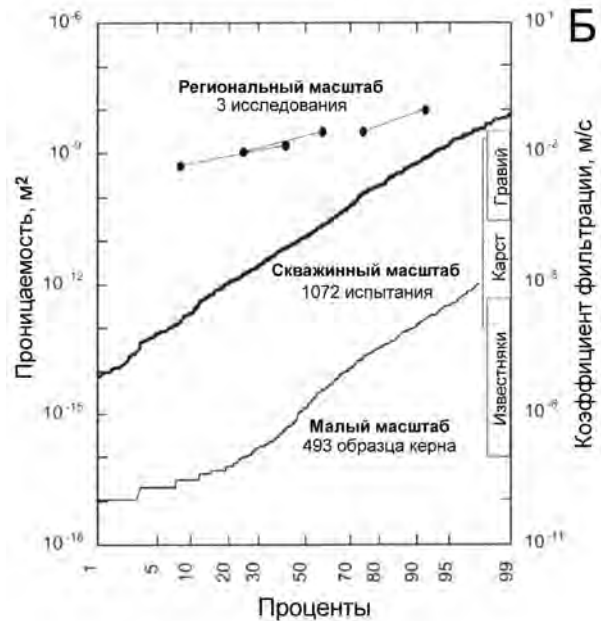
В характеристике каналовой проницаемости обычными в гидрогеологии параметрами есть ряд принципиальных затруднений. Одна из практических проблем состоит в том, что проницаемость каналовых систем часто настолько высока, что получить измеримое водопонижение при откачке невозможно. Поперечники отдельных каналов обычно измеряются величинами порядка нескольких метров (см. рис. 2). С другой стороны, вероятность того, что скважина вскрыет карстовый канал, является низкой даже в пределах зон высокой закарстованности (пещерных массивов). Эта



**Рис. 3.** Влияние методов и размеров области опробования на определение проницаемости закарстованных пород: **А** = генерализованная диаграмма (по Kiraly, 1975); **Б** = результаты исследований фильтрационных свойств водоносного комплекса Эдвардс, Техас, США (по Halihan, Sharp & Mace, 1999).

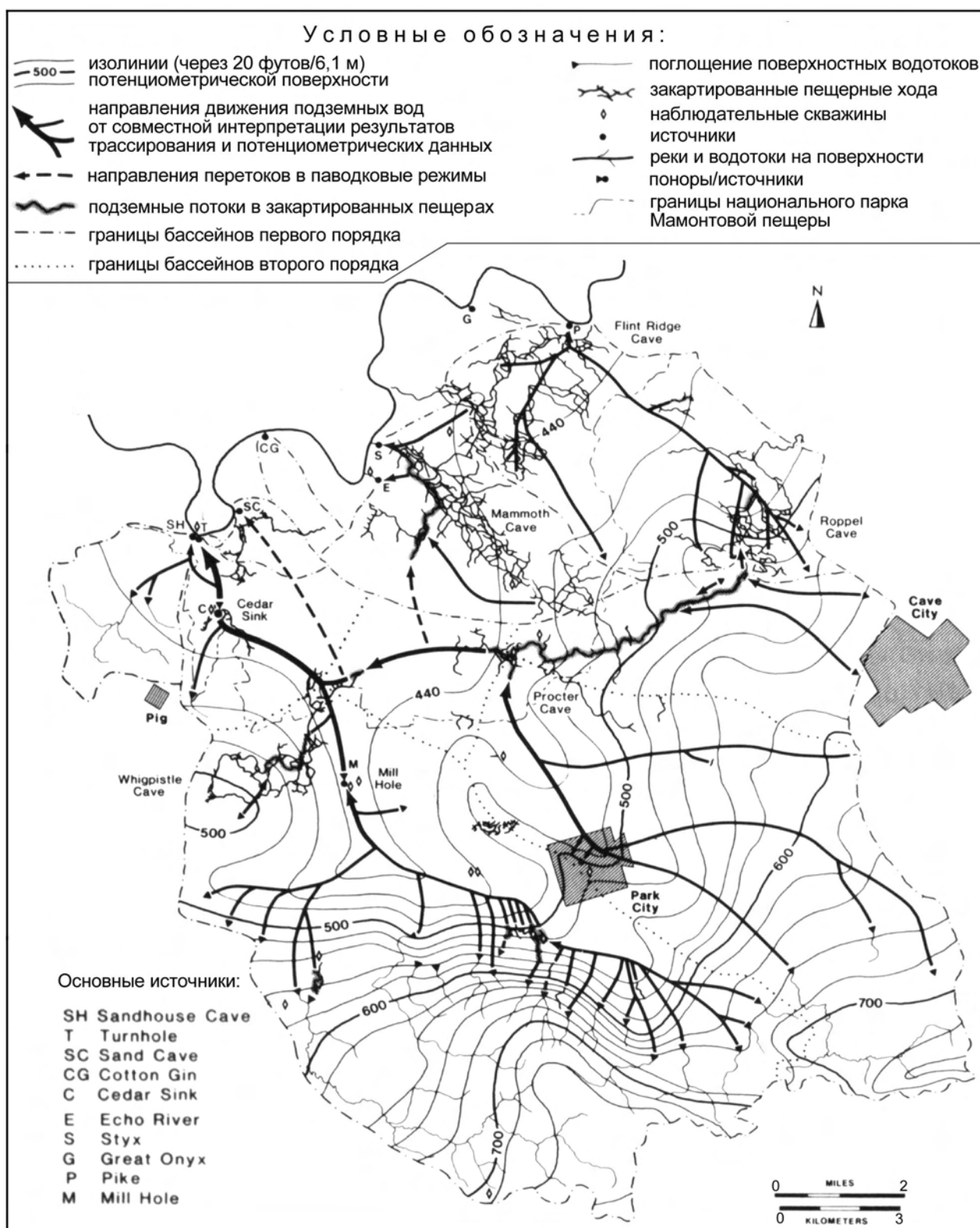
вероятность выражается коэффициентом площадной пустотности (предпоследняя колонка Таблицы 2) и варьирует в пределах нескольких процентов (среднее значение 6,17 %) для пещерных систем гидрогеологически открытого карста и на уровне 10-60 % (среднее значение 30 %) для пещерных систем гипогенного происхождения. Например, распространенное в региональной гидрогеологии Западной Украины ошибочное представление о водоупорности и раздельной роли гипсоангидритовой толщи в миоценовом водоносном комплексе сложилось, главным образом, от прямолинейной интерпретации результатов бурения, дающего в большинстве случаев монолитный керн даже при проходке в пределах сильнозакарстованных массивов известных лабиринтовых пещерных систем.

Концептуальная проблема состоит в уже отмеченной неприменимости к закарстованным породам модели условно-сплошной среды, принятой в теории фильтрации. В традиционной гидрогеологии принимается, что параметры водоносных горизонтов могут быть охарактеризованы локальными опробованиями сравнительно небольших объемов пласта, для которых пористость и проницаемость осредняется. В случае карста, некорректность осреднения параметров для столь контрастных элементов, как монолитный (пористый) блок породы и карстовый канал очевидна. Объемы, охватываемые откачками, обычно достаточны для адекватного осреднения параметров поровой и трещинной пустотности и заведомо малы для каналовой. Иерархически организованные каналовые системы функционируют в масштабах дренажных бассейнов крупных источников, поперечные размеры которых могут исчисляться километрами. Площади, непосредственно занимаемые задокументированными



интегрированными пещерными системами (площади пещерных массивов в определении Таблицы 2), измеряются величинами от десятых-сотых долей км<sup>2</sup> до нескольких десятков км<sup>2</sup>, однако площади дренажных бассейнов таких систем всегда несколько больше (см. рис. 4), так как спелеологическая изученность пещерных систем никогда не бывает исчерпывающей.

Таким образом, адекватная характеристика каналовой проницаемости обычными в гидрогеологической практике лабораторными и скважинными методами в принципе недостижима. По сути, концепция проницаемости для закарстованных водоносных горизонтов может прилагаться лишь к области фильтрации, соответствующей масштабу целостной КВС (бассейна стока карстового источника). В случаях, когда карстовый сток дренируется источником и гидравлический уклон в водоносной системе известен, предлагается использовать **“эквивалентный коэффициент фильтрации”**, - кажущийся расход через единицу площади сечения дренажного бассейна источника (Worthington & Ford, 1999). В определении



**Рис. 4.** Карстолого-гидрогеологическая карта бассейна источника Turnhole, включающего пещерную систему Флинт-Ридж-Мамонтовая (Кентукки, США) - пример комплексной интерпретации спелеологических и гидрогеологических данных по хорошо изученному бассейну. Потенциометрическая поверхность построена с учетом результатов многочисленных экспериментов по трассированию карстовых вод, проведенных в различные режимы водности (по Quinlan & Ewers, 1986).

этого параметра игнорируется турбулентное движение воды в каналах, однако он позволяет сравнение матричной, трещинной и каналовой проницаемости по

сопоставимому параметру (см. предыдущий раздел).

Адекватная информация о скорости движения карстовых вод в масштабах КВС (бассейна стока)

может быть получена только методами трассирования. Действительные скорости движения вод в каналах могут быть очень высокими. В различных карстовых районах мира проведены тысячи экспериментов по трассированию каналového стока, которые являются наиболее информативным методом изучения гидрогеологии карста. Результаты этих экспериментов обобщены для многих регионов. По данным 280 экспериментов в Югославии Миланович (Milanovic, 1979) указывает среднюю скорость движения вод в каналах 5200 м/сут (0,06 м/с). Жез (Geze, 1965) получил среднюю скорость 2600 м/сут (0,03 м/с) по данным 65 экспериментов в Западной Европе. Дублянский и Кикнадзе (1984) получили такую же среднюю скорость на основе обобщения результатов 50 экспериментов, проведенных в Крыму и на Западном Кавказе. Наиболее представительная выборка была составлена Уорсингтоном (1991), который на основании данных 2877 экспериментов в разных регионах мира получил среднюю действительную скорость каналového стока 1900 м/сут (0,022 м/с). Локальные скорости движения вод в каналах, оцененные прямыми гидрометрическими замерами в пещерах и расчетами по гранулометрическому составу осадков (метод Хьюлстрема-Буркхардта), достигают значений 86 - 260 км/сут (1-3 м/с) (Дублянский, Кикнадзе, 1984).

В экспериментах по трассированию скорость движения воды в каналах осредняется для участков от точек инъекции индикатора до точек регистрации (обычно - от поглощающих поноров до источников), протяженность которых обычно составляет несколько километров (до 25 - 40 км). Кроме того, она часто несколько занижена, так как во многих экспериментах регистрация трассера производится дискретной сменой ловушек, что завышает время добегания. Тем не менее, средняя действительная скорость движения воды в каналах обычно на один-три порядка выше скоростей фильтрации, полученных для тех-же закарстованных коллекторов по данным скважинных откачек, и на пять-восемь порядков выше скоростей фильтрации, полученным на образцах.

Например (Worthington & Ford, 1997), в палеойских известняках центрального района штата Кентукки опробование керна дало значение  $Kф$   $10^{-11}$  м/с, а сляговое опробование - значения на шесть порядков выше. При этом скважины располагались на расстоянии до 50 м от закартированных спелеологическими методами галерей Мамонтовой пещеры, имеющих поперечники в несколько метров и проводящих каналové потоки на расстояние до 18 км (см. рис. 4). В ордовикских доломитах Онтарио пакерное опробование в нетрещиноватых зонах дает значения  $Kф$  от  $10^{-11}$  до  $10^{-8}$  м/с, тогда как  $Kф$  по данным откачек и пакерного опробования в трещиноватых зонах дает значения от  $10^{-5}$  до  $10^{-3}$  м/с. В другом районе Онтарио скорость движения вод, определенная трассированием от скважины к источнику, расположенному на расстоянии 120 м, составила 536 м/сут (0,0062 м/с), что оказалось в несколько тысяч раз больше, чем скорости, рассчитанные с использованием коэффициентов фильтрации и допущения об условно-сплошной среде (Worthington & Ford, 1997). Такие же контрасты между коэффициентами фильтрации, полученными разными методами в водоносном комплексе Эдвардс (Техас),

отражает рис. 3Б.

Проведенное рассмотрение ярко демонстрирует как значение масштабного эффекта в определении пористости и проницаемости закарстованных пород, так и невозможность адекватной характеристики проницаемости, основанной на применении локальных (лабораторных и скважинных) методов. Их данные будут сильно (на несколько порядков) смещены в сторону значений, характеризующих проницаемость матрикса или трещинной среды, но не каналových систем. Соответственно будут смещены оценки водопроницаемости и стока, а практические выводы, основанные на таких оценках, обречены на ошибочность. Уорсингтон (1999) полагает, что *отнесение многих карбонатных коллекторов к коллекторам трещинного, а не карстового (трещинно-карстового), типа обусловлено скорее доминированием скважинных методов в оценке их проницаемости, чем действительным отсутствием или малозначимостью каналовой циркуляции.* Это подтверждается близостью количественных оценок вклада матриксной, трещинной и каналовой пустотности в водосодержание и проницаемость столь разных карбонатных коллекторов, как охарактеризованные в Таблице 1.

Таким образом, теоретические подходы и моделирование в гидрогеологии карста должны основываться на трехуровневой концептуализации фильтрационной среды (этот вопрос более подробно рассмотрен ниже), а решение практических задач - на использовании всего спектра методов характеристики различных видов гидрогеологической структуры, в том числе обязательно (особенно в миграционных задачах) - методов, позволяющих оценку размеров, конфигурации и водопроницающей роли каналových систем.

Подавляющее большинство экспериментов по трассированию подземных вод, упомянутыми выше сводками, проведено в открытых гидрогеологических условиях, где каналové системы имеют преимущественно древовидное строение, концентрируя сток на пути от поноров к источникам (см. рис. 1а и 4). Данные по трассированию подземных вод в закарстованных напорных коллекторах немногочисленны. Нами совместно с С.Аксемом проведено 34 эксперимента по трассированию подземных вод напорного миоценового водоносного комплекса в Западной Украине, который вмещает закарстованную гипсоангидритовую толщу, залегающую между песчано-карбонатным (внизу) и карбонатным (вверху) горизонтами. Большинство экспериментов проводилось в зоне влияния Язовского серного карьера, где в течение многих лет производилась массивная (до 100000 м<sup>3</sup> в сутки) откачка, т.е. водообмен был существенно активизирован. Сток в пределах гипсоангидритового горизонта может быть охарактеризован как преимущественно "рассеянный каналový", определяемый наличием артезианских пещерных систем лабиринтового типа (типа изображенной на рис. 1б). Латеральная связность таких систем очень высока в пределах сплошных пещерных полей (закарстованных зон), но прерывается на значительных расстояниях в связи с наличием слабозакарстованных ареалов или ареалов "выпадения" гипсоангидритов из разреза. Латеральный

поток на таких участках проходит по смежным песчано-карбонатным толщам с преимущественно порово-трещинной проницаемостью. Инъекции и промежуточная регистрация трассеров осуществлялись через скважины, а окончательная регистрация во многих экспериментах - в зумпфе Язовского карьера.

“Локальные” скорости движения вод, рассчитанные по времени прохождения трассеров между смежными скважинами (расстояния от десятков до сотен метров), колеблются в пределах 40 до 2500 м/сут (0,00046 - 0,028 м/с). Эти крайние пределы можно трактовать как характеризующие движение вод соответственно в порово-трещинной и каналовой средах. Интересно отметить, что максимальное значение коэффициента фильтрации, полученное по скважинным откачкам для гипсоангидритовой толщи в этом районе (Федорова 1985), составляет 69 м/сут (0,00078 м/с), что близко к нижнему пределу “локальных” скоростей, полученных в наших экспериментах. “Осредненные” скорости движения подземных вод комплекса, рассчитанные для всего пути фильтрации в каждом эксперименте (от нескольких до 16 км), варьируют в пределах от 400 - 1100 м/сут (0,005 - 0,013 м/с). Такие скорости характеризуют смешанную (“перемежающуюся”) в различных соотношениях фильтрацию в порово-трещинной и каналовой средах.

Этот пример демонстрирует, что характер стока в закарстованных породах может существенно различаться между открытыми и закрытыми гидрогеологическими условиями. Высокая плотность (см. Таблицу 2) и первазийная структура (см. рис. 1б) каналов в артезианском типе спелеогенеза делает возможным применение модели условной-сплошной среды к закарстованным напорным водоносным горизонтам при решении некоторых задач в достаточно крупном (региональном) масштабе.

### 3. КОНЦЕПТУАЛИЗАЦИЯ СТРУКТУРЫ ВОДОВМЕЩАЮЩЕЙ СРЕДЫ В КАРСТУЮЩИХСЯ ПОРОДАХ

В контексте статического (структурного) подхода, причиной емкостной и фильтрационной неоднородности пород является наличие отмеченного выше видового разнообразия элементарных гидрогеологических структур (пор, трещин, каналов), существенно различающихся по характерным размерам и распределению в пространстве породы. Жидкость в пустотах соответствующих видов образует компоненты (подсистемы) стока, которые демонстрируют различное гидродинамическое поведение. Поведение всей системы стока оказывается весьма сложным, так как в определенных режимах в ней доминируют различные компоненты, которые сложным образом взаимодействуют между собой. Общий подход к рассмотрению нестационарной фильтрации в неоднородной среде был предложен Баренблаттом и Желтовым (1960) в виде концепции **двойной пористости** для трещиновато-пористых пород. Ее суть заключается в том, что трещиноватая порода рассматривается в виде двух пористых сред разных порядков, вложенных одна в другую. Движение жидкости рассматривается раздельно в системе трещин (поры первого порядка), разделяющих пористые блоки, и в системе пор, развитых внутри блоков (поры второго

порядка). При этом учитывается обмен жидкостью между средами. При распространении концепции двойной пористости на закарстованные породы (Боревский, Самсонов, Язвин, 1973; Боревский, Хордикайен, Язвин, 1976; Прогноз водопритоков..., 1972), в качестве пор второго порядка принимается обычная трещиноватость (“микротрещиноватость”), а в качестве пор первого порядка - карстовые каналы (“макротрещиноватость”). То есть, карстовые каналы рассматриваются как аналоги крупных трещин, но при этом их распространение принимается равномерным, соответствующее фильтрационное поле - сплошной средой, а движение жидкости в каналах - подчиняющимся линейному закону фильтрации. Такие предпосылки позволили применить стандартные или модифицированные гидродинамические методы к решению ряда задач фильтрации, но их допустимость в применении к закарстованным породам ограничена небольшим числом ситуаций, где фильтрационная неоднородность, обусловленная наличием карстовых каналов, может рассматриваться как эффективная или неоднородность высшего порядка и где скорости фильтрации невелики (некоторые напорные горизонты). Иными словами, при обычных в гидродинамических задачах размерах рассматриваемой области фильтрации, расстояние между карстовыми каналами, их линейные размеры и пьезопроводность оказываются слишком большими, чтобы допущения о сплошности фильтрационной среды и радиальном или плоском характере потока оставались справедливыми. Высокая скорость движения вод в карстовых каналах и обычные размеры поперечников каналов в пределах 0,01 - 10 м, обуславливают нарушение линейного закона фильтрации в большинстве случаев (Керкис, 1975; Дублянский, Кикнадзе, 1984; White, 1999).

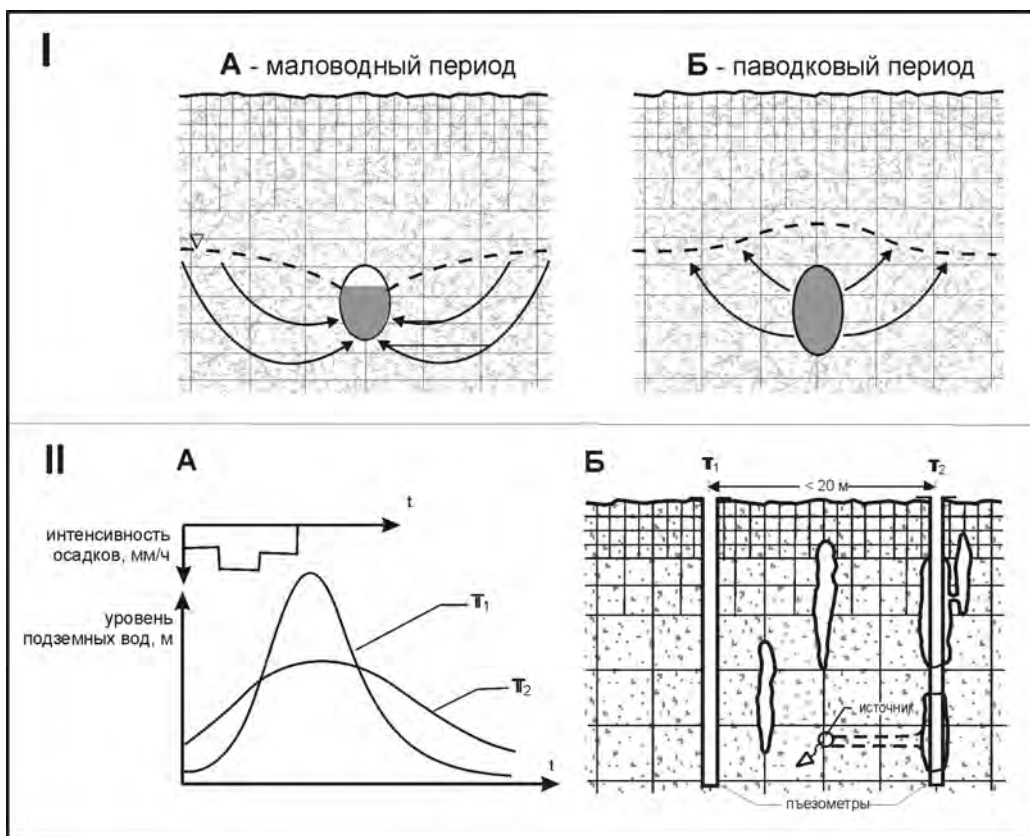
Представление закарстованных пород средой с *двойной* пористостью является упрощением, допустимость которого также весьма ограничена. Каждая из основных гидрогеологических структур (поровая, трещинная, каналовая), образует как минимум один уровень емкостной и фильтрационной неоднородности породы. Из инженерно-геологической и гидрогеологической практики известно, что “первичные” (незакарстованные) трещины в массивах скальных пород обычно обнаруживают два-три и более отчетливых уровня неоднородности размеров, что выражается в их полимодальном распределении. Чернышевым (1983) показано, что формирование нескольких уровней неоднородности в сетях трещин является закономерным результатом их унаследованного развития в массивах и имеет физическое обоснование. Спелеогенное развитие первичных путей фильтрации (главным образом трещин) неизбежно приводит к формированию наиболее контрастного уровня фильтрационной неоднородности за счет усиления контрастности уже имеющегося “верхнего” уровня неоднородности трещиноватости - крупных трещин. Таким образом, закарстованные породы должны рассматриваться как среды с многоуровневой (“тройной-четверной”) пористостью, при этом распределение элементов “верхнего” уровня неоднородности (каналов) критериям сплошной среды, как правило, не соответствует. Математические решения теоретических и практических задач в такой постановке пока не

разработаны и большинство предложенных моделей основаны на принятии двухуровневой неоднородности. В последнее десятилетие получили развитие модели стока в карстовых коллекторах, характеризующие динамическое развитие проницаемости при взаимодействии дискретной каналовой и сплошной трещинной сред (Clemens et al., 1996; Sauter, 1993; Sauter & Liedl, 1999).

Выраженность явлений многоуровневой пористости зависит в наибольшей степени от контрастности емкостных и фильтрационных свойств каждой из взаимодействующих сред и от размеров рассматриваемой области фильтрации. Признаком хорошей связи трещинного пространства с каналами является быстрое прохождение трассера, запускаемого в скважину, в карстовый источник или иной пункт мониторинга заведомо каналовой стока. Уайт (White, 1999) предлагает несколько путей для определения коэффициента взаимодействия трещинно-поровой и каналовой сред:

1. Расчленение гидрографов источников, в частности - анализ отношения максимального и минимального расходов;
2. Анализ нормализованного базового стока для различных семейств дренажных бассейнов. Базовый сток пропорционален площади бассейна, но константа пропорциональности варьирует по разным гидрогеологическим условиям.
3. Сравнение паводкового отклика в скважине, пробуренной в трещиноватой зоне около канала, с паводковым откликом в другой скважине, вскрывающей канал.

Каналовые системы обладают крайне низким гидравлическим сопротивлением и служат дренами для окружающей трещинной среды в периоды малой водности. Сток в трещинной среде ориентирован к ближайшим каналам, а не к очагам разгрузки на поверхности (рис. 5-IA), а запасы порово-трещинных вод поддерживают базовый сток в каналах и питаемых ими источниках. При поступлении в водоносный горизонт паводковых вод происходит инверсия поля градиентов (рис. 5-IB). Рис. 5-II иллюстрирует различия в реакции пьезометров на паводковое событие, которые обусловлены разным поведением каналовой и трещинной сред, вскрываемых близко расположенными скважинами. В каналовой системе, обладающей высокой пьезопроводностью, происходит быстрое перераспределение напоров и подъем уровня вод (пьезометр T2). Возникающий скачок напора между водой в каналовой и трещинной средах обуславливает пополнение запасов порово-трещинной среды. Каналовая система обеспечивает быстрое прохождение паводковых вод к карстовому источнику. В трещинной системе фильтрация и реакция напора на изменения происходит медленнее (пьезометр T1). После сработки емкостных запасов каналовой системы и снижения в ней напора восстанавливаются прежнее соотношение уровней вод в разных средах и ориентация градиентов. Механизм взаимодействия трещинной и поровой сред в принципе подобен вышеописанному.



**Рис. 5.** Особенности нестационарной фильтрации в закарстованных породах (среде с “многоуровневой пористостью”): I - Взаимодействие каналовых и порово-трещинных вод в периоды малой (А) и высокой (Б) водности; II - Реакция уровней подземных вод в двух расположенных рядом скважинах на паводковое событие. Пьезометр T1 вскрывает преимущественно трещинную среду, пьезометр T2 - каналовую среду. Рисунок II заимствован из работы Дрока (Droque, 1980).

Отмеченный механизм нестационарной фильтрации в породах с многоуровневой пористостью объясняет многие особенности гидрогеологии карстовых массивов: разный режим подземных вод, наблюдаемый в близко расположенных скважинах и источниках; различные результаты (скорости и направления движения вод) экспериментов по трассированию, проведенных в периоды разной водности; несоответствия реальной циркуляции подземных вод линиям тока, получаемым традиционной интерпретацией пьезометрических данных и др. Очевидно, что адекватная интерпретация таких особенностей и решение практических гидрогеологических задач могут быть достигнуты только при учете характеристик каналковых систем, получаемых на основе использования спелеогенетических концепций, данных спелеологических и индикаторных исследований и исследований режима источников (см. рис. 4).

#### 4. ПРОБЛЕМА ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ В КАРСТОВЫХ РАЙОНАХ

Карстологам, занимающимся изучением гидрогеологии карста, нередко адресуются упреки в недостаточном использовании методов гидрогеологического моделирования. Существуют, однако, объективные методологические причины, вытекающие из особенностей закарстованных коллекторов, которые серьезно ограничивают возможности и оправданность применения методов моделирования для решения практических задач.

Главной проблемой, отмеченной в предыдущем разделе, является проблема адекватной количественной характеристики фильтрационных свойств в условиях их крайне высокой неоднородности и анизотропии. Сток в карстовых районах определяется иерархически организованными каналковыми системами, тогда как традиционные локальные методы в принципе не способны обеспечить характеристику их проницаемости и структуры. Использование стандартных гидрогеологических данных для оценки проницаемости карстовых коллекторов приводит к неизбежному занижению в оценках водопроницаемости на несколько порядков и грубым ошибкам в прогнозах направлений и скоростей водообмена. Адекватная оценка каналковой проницаемости возможна лишь в масштабе КВС (бассейна стока) с использованием методов трассирования, поэтому шансы на успех имеют только модели регионального масштаба. Реализацию этих шансов может обеспечить лишь специализированная методология получения исходных данных для моделирования, включающая (Huntoon, 1995; Quinlan et al., 1992, 1996; Worthington, 1999):

1. тщательное обоснование граничных условий и положения границ;
2. инвентаризация очагов питания и разгрузки карстовых вод (каналковых систем);
3. специальное размещение наблюдательных и опытных скважин, обеспечивающее опробование всех существенных компонентов стока (прежде всего каналкового) и позволяющее оценить их взаимодействие в различные режимы;
4. определение скоростей и направлений движения карстовых вод методами мультитрассирования;
5. использование данных спелеологических исследований и

спелеогенетических концепций для детальной документации и корректного обобщения структуры и иерархической организации каналковых систем, а также для эффективного решения задач 3-4.

Следует отметить, что если позиции 1-3, в общем, охватываются традиционной методологией (хотя стратегия размещения скважин редко бывает специализированной), то выполнение позиций 4-5 является скорее исключением (см. рис. 4), чем правилом в гидрогеологической практике. Вместе с тем, применение этих методов является критическим условием реализации упомянутых шансов на построение адекватных региональных моделей.

Адекватность гидрогеологического моделирования снижается с уменьшением размера моделируемой области и локальные модели (где моделируется область фильтрации меньшая, чем размеры КВС или бассейна стока) оказываются крайне ненадежными, или построение их теряет практический смысл (Palmer, 1992; Teutsch & Sauter, 1992; Huntoon, 1995). Этот вывод определяется парадоксальными обстоятельствами. Для обеспечения корректности таких моделей требуется нереалистично высокая детальность и точность в определении структуры водопроницаемости, соответственно - в определении граничных условий, организации, размеров и гидравлического поведения каналковой системы. При этом, именно в локальном масштабе возможности традиционных методов количественной оценки каналковой проницаемости сводятся к нулю. Если даже упомянутые высокие требования выполнены, то фактическая изученность системы становится столь исчерпывающей, что обычные задачи, решаемые моделированием, оказываются реализованными. Таким образом, гидрогеологическое моделирование в локальных масштабах становится избыточной и неоправданной затратой усилий (особенно учитывая математическую сложность и громоздкость моделей таких сложных систем). Остается присоединиться к суждению видного эксперта в области прикладной гидрогеологии карста Джеймса Квинлана, сделанному им касательно прогноза миграции загрязнений на закарстованных территориях:

*“... один хорошо спланированный, правильно выполненный и корректно интерпретированный эксперимент по трассированию стоит тысячи экспертных заключений или сотни компьютерных моделей стока. Единственное сомнение может быть в том, не поменять ли местами цифры по заключениям и моделям.”* (Цит. по Huntoon, 1995).

#### 5. РАЗВИТИЕ КАНАЛОВОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ (СПЕЛЕОГЕНЕЗ)

Динамический (генетический) подход к рассмотрению емкостной и фильтрационной неоднородности закарстованных горизонтов заключается в исследовании механизмов формирования и развития каналковых систем. Установлено (Чернышев, 1983), что в развитии трещиноватости пород закономерно проявляется преимущественный рост наиболее крупных трещин, что приводит к возрастанию фильтрационной неоднородности. В растворимых породах этот процесс резко усиливается за счет включения спелеогенетических механизмов,

ответственных за формирование каналовой проницаемости. Ее структура формируется стоком и организуется иерархически для обеспечения наиболее эффективной водопроницаемости коллектора. Еще одной важной особенностью каналовой проницаемости является то, что ее структура реорганизуется в ответ на изменения системы стока, вызванные изменением граничных условий. Очевидно, что познание механизмов и факторов спелеогенного развития "первичных" путей фильтрации является решающим условием адекватной интерпретации особенностей гидрогеологии карста и данных спелеологической документации, выбора параметров региональных моделей, прогноза свойств и поведения карстовых коллекторов.

### 5.1. Гидродинамический контроль спелеогенеза в масштабе водоносного горизонта

В попытках выделить ведущие факторы из многих, контролирующих заложение карстовых каналов, большинство исследователей акцентируют внимание на структурных факторах, определяющих "начальную" (доспелеогенную) проницаемость, что вполне соответствует основной посылке традиционной гидрогеологии ("сток есть функция фильтрационных параметров среды"). Действительно, в большинстве случаев в заложении карстовых каналов отчетливо проявляется структурный контроль (трещины, приразрывные зоны, плоскости напластования). Однако при такой трактовке внимание отвлекается от более важного обстоятельства - причин избирательности спелеогенеза в масштабе водоносного горизонта. Почему среди множества трещин в массиве спелеогенное развитие получают лишь немногие?

Выполненные в последние два десятилетия теоретические исследования и работы по численному и физическому моделированию развития единичных каналов и их сетей позволили выявить решающую роль гидрогеологических факторов в заложении каналовой системы и формировании их структуры. Геологические структурные элементы контролируют заложение каналов лишь в локальном масштабе. Структура и организация пещерных систем определяется, главным образом, типом (безнапорным, напорным) системы стока и характером (рассеянным, очаговым) питания растворимого коллектора (Palmer, 1991, 2000; Klimchouk, 1997b, 2003b, 2007). В масштабе водоносного пласта (массива), заложение пещерных систем (зон повышенной закарстованности) контролируется гидродинамическими характеристиками системы стока, что впервые четко сформулировано Хантоном (Huntoon, 1995). В терминах гидродинамики контроль системы стока в развитии каналовой проницаемости выражен следующим образом:

$$q = -K \frac{dh}{ds} \quad [3]$$

где:  $h$  = гидравлический напор,  $K$  = коэффициент фильтрации,  $q$  = удельный расход,  $s$  = общая пространственная координата,  $\frac{dh}{ds}$  = гидравлический градиент.

При этом

$$K_t = f(q) K_{(t-1)} \quad [4]$$

где  $t-1$  и  $t$  представляют временную прогрессию.

Уравнения [3] и [4] образуют звено с положительной обратной связью, где проницаемость корректируется между временными ступенями как некая функция последнего значения удельного расхода. Эта связь неизбежно ведет к формированию анизотропной структуры проницаемости независимо от начальных характеристик.

"Приспособление" водопроницаемости ведет к ее прогрессирующему возрастанию и к переориентации преимущественных путей фильтрации. Этот процесс в природных условиях сопровождается зарождением новых, более благоприятно ориентированных каналов растворения и спелеогенным развитием тех первичных путей фильтрации, которые изначально имеют благоприятную в данной системе стока ориентировку. Их раскрытие возрастает, как и возрастает концентрация стока в них (доля от общего стока в коллекторе). По мере прогрессирующего перехвата стока такими каналами, скорость их дальнейшего роста увеличивается, заложение в коллекторе стабилизируется, а более ранние пути фильтрации прекращают свое развитие. К сходным выводам приводят результаты моделирования эволюции одиночных каналов (Palmer, 1991; см. следующий раздел).

Поскольку положение каналов в пласте является функцией удельного расхода, исходными переменными, определяющими расположение каналов, являются проницаемость и гидравлический градиент. Однако фильтрация в пласте растворимых пород зависит от гидравлического градиента. Соответственно, именно градиент является независимой переменной, определяющей заложение каналов (Huntoon, 1995). Важно подчеркнуть, что на ранних стадиях карстообразования и проницаемость, и градиент, конкурируют за контроль над заложением каналов в пласте, но со временем градиент становится доминирующим фактором, что следует из уравнения [4].

Из этого рассмотрения следует, что карстовые каналы должны развиваться на участках наибольших градиентов, поскольку сток по ним наибольший. Каналовые системы, если дано достаточное геологическое время, ориентируются параллельно линиям тока. Таким образом, прогноз зон повышенной закарстованности в "старых" карстовых системах сводится к определению участков пласта, где концентрировался сток.

Структура каналовой проницаемости в карстовых коллекторах динамически реагирует на изменение граничных условий, вызванных внешними факторами (тектонические движения и геоморфологическое развитие, модифицирующие положение контуров питания и разгрузки, а также характер питания). Сформированные ранее каналовые системы могут переходить в реликтовое состояние по мере развития новых, "актуальных", систем, приспособленных к новой системе стока.

Это рассмотрение еще раз подчеркивает принципиальные различия в подходах к рассмотрению стока в нерастворимых ("обычная" гидрогеология) и в растворимых (гидрогеология карста) породах. В первом случае геологические переменные (литология и тектоника, а в конечном счете - проницаемость) являются



определяющими для стока. В случае карстового коллектора главным фактором, определяющим структуру проницаемости, является гидравлический градиент (Huntoon 1995).

## 5.2. Моделирование развития одиночных каналов и их сетей в безнапорных условиях

Важные теоретические закономерности спелеогенеза были выявлены в последнее десятилетие в результате физического (Ewers, 1982; Ford, Lauritzen & Ewers, 1999) и численного (Dreybrodt & Gabrovšek, 2000; Dreybrodt & Siemers, 2000; Dreybrodt, Gabrovšek & Romanov D., 2005; Groves & Howard, 1994; Palmer 1991, 1995, 1999) моделирования развития элементарного канала по первичному пути фильтрации. Такое моделирование позволило выявить функциональные зависимости между скоростью роста канала и различными переменными. Численное моделирование спелеогенеза основано на совместном решении уравнений химического баланса масс, гидрологического баланса масс, ламинарного (уравнение Хагена-Пуазейля) или турбулентного (уравнение Дарси-Вейсбаха) потока и кинетики растворения. В большинстве реализованных моделей исследовалось растворение кальцита угольной кислотой в закрытых условиях. Массоперенос определяется расходом воды в трещине и кинетикой растворения. Для каналов в известняке (кальцит) Палмером выведено общее уравнение их роста (отступления стен):

$$S = \frac{31.56k(1 - C/C_s)^n}{r_r} \text{ см/год} \quad [5]$$

где  $S$  = скорость отступления стен (см/год),  $k$  = коэффициент реакции (мг см/л с),  $c$  = плотность породы (г/см<sup>3</sup>),  $n$  = порядок реакции,  $C/C_s$  = отношение насыщения (отношение действительной концентрации к концентрации насыщения), 31.56 = коэффициент размерности.

Скорость расширения трещины является наивысшей в начальных сегментах канала, где значение  $C/C_s$  наименьшее. По мере продвижения воды по трещине (с увеличением  $C/C_s$ ) она уменьшается. До значения  $C/C_s$  около 0,7 порядок реакции растворения кальцита равен 2; выше этого значения он возрастает до 4 и выше (Dreybrodt 1990; Palmer 1991). Поскольку  $(1 - C/C_s)$  меньше единицы, возрастание порядка реакции сопровождается резким уменьшением скорости растворения, но при этом раствор остается недонасыщенным и способным производить медленное растворение по протяженным путям фильтрации. *Это переключение кинетики растворения кальцита с быстрой на медленную, происходящее при достижении*

*раствором примерно 70%-ного насыщения, является важнейшим пороговым эффектом, позволяющим спелеогенное инициирование протяженных путей фильтрации (White, 1988; Palmer, 1984, 1991). Без такого переключения, например в случае растворения гипсов<sup>1</sup>, развитие пещерных каналов возможно только при большой раскрытости трещин и очень высоких гидравлических градиентах (Klimchouk, 2000d). Таким образом, в инициировании исходных трещин участвуют два механизма: продвижение фронта области быстрой кинетики по длине трещины и медленное, но равномерное, расширение остальной части трещины.*

Другим важнейшим порогом в ранней эволюции пещерных каналов является так называемый "кинетический прорыв" (*breakthrough*): достижение такой ширины трещины, при которой раствор проходит всю ее длину со значениями  $C/C_s$  ниже критического (оставаясь в области "быстрой" кинетики). Кинетический прорыв наступает при продвижении фронта области быстрой кинетики на всю длину трещины. При обычных в природных условиях гидравлических градиентах кинетический прорыв примерно совпадает с переходом ламинарного режима в турбулентный (White, 1988). С этого момента происходит резкое и нарастающее увеличение скорости расширения канала - начинается его собственно спелеогенное развитие. Возрастание скорости расширения канала с увеличением расхода после кинетического прорыва, однако, не беспредельно; эта скорость выравнивается на максимальном уровне около 0,05...0,1 см/год (Palmer, 1991, 1999). Дальнейшее увеличение расхода не оказывает влияния на скорость роста канала.

Результаты моделирования выявляют ряд важных закономерностей эволюции пещерных каналов. На стадии инициирования, до кинетического прорыва, наблюдаются огромные вариации в скорости развития каналов в зависимости от их начальной ширины и отношения расхода к длине канала  $Q/L$  (рис. 6, зона А; Palmer, 1991). Каналы, имеющие более благоприятные начальные условия и способные увеличивать расход за счет "перехвата" стока у альтернативных каналов, расширяются с возрастающей скоростью, достигая условий кинетического прорыва и максимальной скорости роста (восходящие стрелки на рис. 6). Прочие каналы прекращают свой рост с потерей питания (нисходящие стрелки). *Такая конкуренция путей фильтрации на стадии спелеогенного инициирования является главной причиной избирательности закарстования в массиве пород и развития древовидных структур пещерных систем.* Условием равномерного развития множества фильтрующих каналов (формирования сетчатых и прочих первазийных структур) является одновременное достижение ими высоких значений  $Q/L$  (зона В на рис. 6), что возможно в особых ситуациях, таких как большое число трещин с очень высоким раскрытием в приповерхностной и присклоновой зонах или очень высокие градиенты на участках подпруженных паводковых потоков (Palmer, 1991), или в обстановке "поперечной" фильтрации через слой растворимых пород, разделяющий два напорных водоносных горизонта (Klimchouk, 1997b, 2000b; см. следующий раздел).

Условия рассмотренной модели соответствуют зоне полного водонасыщения безнапорного водоносного

<sup>1</sup>Скорость растворения гипса значительно более высокая, чем кальцита; она контролируется диффузией через пограничный слой, без изменения порядка уравнения кинетики растворения с увеличением концентрации раствора. Таким образом, движущийся раствор быстро достигает насыщения и спелеогенное инициирование протяженных путей фильтрации становится невозможным. Это является важнейшим обстоятельством, обуславливающим специфику спелеогенеза в гипсах (прим. автора).

горизонта – типичной обстановке открытого карста. В таких условиях расход через растущий канал сначала контролируется сопротивлением самого канала, его наиболее узкого участка (гидравлический контроль), и возрастает с ростом канала до тех пор, пока обеспечивается питанием. По мере селективного роста каналов роль питания в контроле их развития возрастает; соответственно возрастает степень концентрированности питания в основании эпикарстовой зоны (Климчук, 1989; Klimchouk, 1995, 2004a) и на поверхности, с формированием характерного рельефа замкнутых депрессий (воронки). *Вопреки распространенным представлениям, не очаговое питание является причиной избирательности закарстования в открытом карсте, а конкурентный гидродинамически-кинетический механизм спелеогенеза является причиной формирования очагового карстового рельефа.*

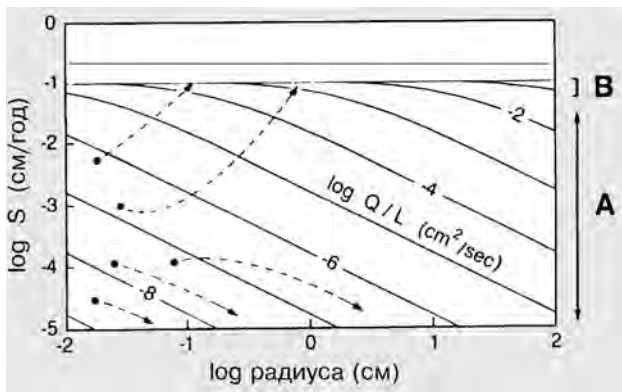


Рис. 6. Зависимость скорости роста канала  $S$  от расхода  $Q$ , длины пути  $L$  и эффективного радиуса канала (по Palmer 1991).

### 5.3. Развитие каналовой проницаемости в условиях напорных водоносных комплексов

Большинство карстологических и спелеогенетических концепций и моделей построены, главным образом, для открытых гидрогеологических условий и основаны на представлениях о формировании каналовой системы в зоне полного насыщения, за счет поверхностного питания с вышележащих или смежных площадей. В мировой литературе эта категория явлений и процессов охватывается термином *эпигенный карст/спелеогенез*. Глубинные карстовые полости в гидрогеологически закрытых условиях обычно трактуются как палеокарстовые формы, сформированные в эпигенных условиях былых эпох, когда карстующиеся породы были экспонированы на поверхность или вскрыты эрозией. Следует отметить, что в отечественной литературе, в значительно большей мере, чем в западной, было развито понимание возможности закарстования в собственно глубинных условиях, однако детальные исследования механизмов и обстановок развития глубинных полостей ограничивались до недавнего времени моделью спелеогенеза в ситуации восходящей разгрузки гидротермальных систем (Дублянский, 1990). В последние два десятилетия в мировой литературе происходит растущее осознание роли и

распространения *гипогенного карста/спелеогенеза*, определяемого как процесс пещерообразования в гидрогеологически закрытых (полузакрытых) условиях с питанием от подстилающих толщ (Климчук, 2006; Klimchouk, 2007). Гипогенный спелеогенез связан с режимами восходящей разгрузки региональных и промежуточных систем стока и поперечным водообменом между горизонтами в слоистых напорных водоносных комплексах.

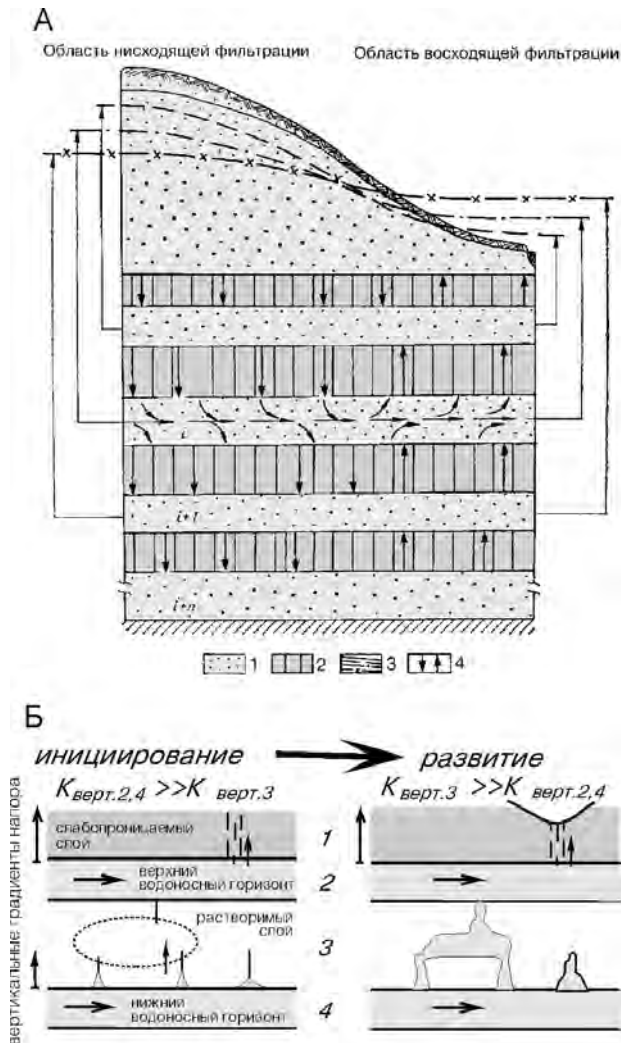
Некоторые ранние попытки интерпретации генезиса лабиринтовых пещер в условиях напорных водоносных комплексов предпринимались в рамках классической концепции латерального артезианского стока по карстующейся толще от краевой области питания (Howard, 1963). Они не получили дальнейшего развития, так как последующие теоретические исследования и моделирование (Palmer, 1984) показали невозможность формирования равномерной (лабиринтовой) закарстованности в латеральном потоке от краевой области питания.

В последнее десятилетие автором развивается новая теория артезианского спелеогенеза, основанная на:

1. современных представлениях о гидродинамике слоистых водоносных систем платформенного типа, постулирующих большую роль вертикальной фильтрации через отдельные слои (рис. 7А),
2. представлениях об изменении гидрогеологической функции пластов растворимых пород в напорных комплексах,
3. концепции "поперечного" спелеогенеза (рис. 7Б, 8); Климчук 1990, 2006; Климчук, Шестопапов 1990; Климчук, 1992, 1998, 1999; Klimchouk, 1992, 1994, 1996, 1997a, 1997b, 2000b, 2003a, 2003b).

Хотя нетрадиционная модель артезианского стока сформирована еще в 30-х – 50-х годах (работы Н.К.Гиринского, А.Н.Мятеева, М.Хантуша и К.Джейкоба) и получила широкое последующее развитие и признание в "основном русле" гидрогеологии, она оставалась неосознанной и не примененной в гидрогеологии карста и теории спелеогенеза. В отличие от классической схемы артезианского стока, постулирующей движение напорных вод по падению пластов по водоносным горизонтам от основной области питания, при их практически полной изоляции друг от друга и от горизонта грунтовых вод водоупорными слоями, современные представления о гидродинамике артезианских бассейнов основаны на признании тесной гидравлической связи и большой роли вертикальной фильтрации между горизонтами в водонапорной системе через слабопроницаемые слои. По Гиринскому (1947), при значительных (более двух-трех порядков) различиях коэффициентов фильтрации двух параллельных слоев и наличии между водоносными горизонтами вертикального градиента напора, в хорошо проницаемом слое направление движения воды может быть принято горизонтальным, а в слабопроницаемом – вертикальным. В соответствии со схемой Мятеева (1947), вся площадь водоносного горизонта взаимосвязанной напорной системы является одновременно областью питания и областью разгрузки. В зоне пьезомаксимумов горизонта вертикальное питание сменяется разгрузкой сверху вниз, а в зоне пьезоминимумов – снизу вверх, поэтому Шестопаповым (1988) предложено называть эти области,

соответственно, областями нисходящей и восходящей фильтрации подземных вод (рис. 7А). Эти теоретические представления подтверждены многочисленными гидрогеологическими исследованиями как локального (опытно-фильтрационные работы, эксплуатация месторождений, гидротехническое строительство и т.п.) таки регионального (изучение гидродинамики бассейнов и оценки ресурсов подземных вод) масштабов. На их основе выявлен ряд общих закономерностей динамики подземных вод верхних гидродинамических зон платформенных артезианских бассейнов (Водообмен..., 1989; Шестопалов, 1981, 1988; Tóth, 1995 и др.), важных для понимания масштабов, механизмов и приуроченности артезианского спелеогенеза.



**Рис. 7. А** - Водообмен в системе этажно залегающих водоносных горизонтов (по Шестопалову, 1981): 1 – водоносный горизонт; 2 – слабопроницаемый слой; 3 – уровни водоносных горизонтов; 4 – направление фильтрации подземных вод. **Б** – Инверсия гидрогеологической функции элементов геофильтрационного разреза слоистой водонапорной системы в ходе спелеогенеза в растворимом слое (по Klimchouk, 1996, 2000b).

Основные положения теории артезианского спелеогенеза сводятся к следующему:

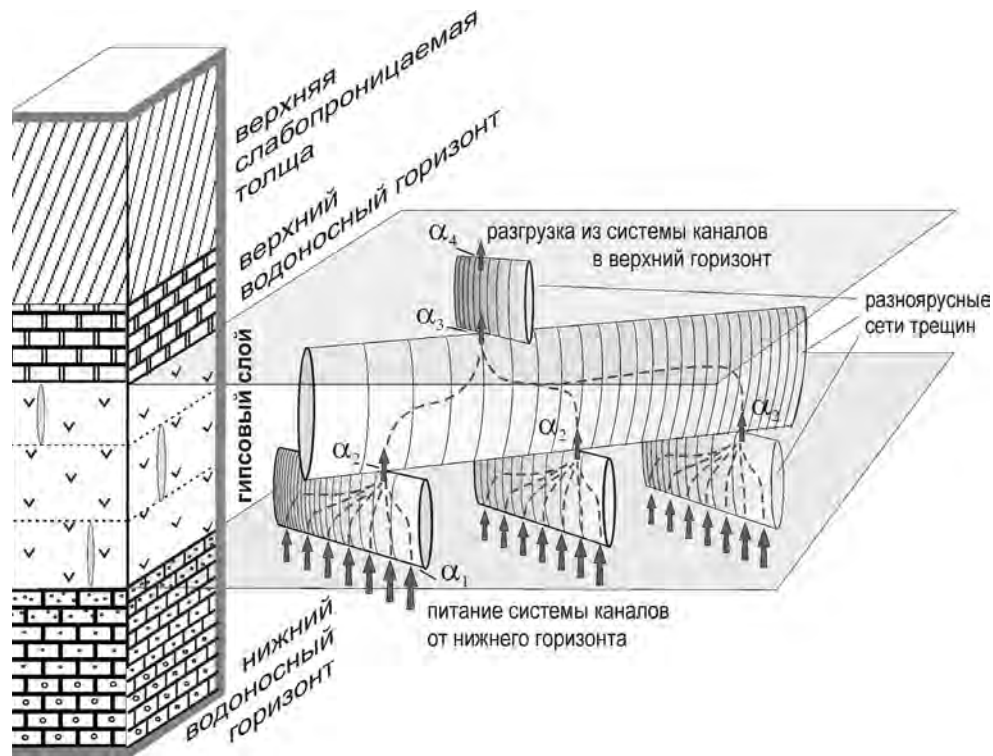
1. Слои растворимых пород, залегающие между порово-трещинными коллекторами, первоначально характеризуются крайне незначительной проницаемостью и играют роль разделных. С появлением трещиноватости, спелеогенез инициируется вертикальной фильтрацией через эти слои. С развитием каналовой проницаемости в слоях растворимых пород усиливается, вплоть до совершенной, гидравлическая связь горизонтов, происходит инверсия гидрогеологической функции элементов геофильтрационного разреза (рис. 7Б), а сток приобретает существенную латеральную компоненту в пределах закарстованного горизонта.

2. Наибольшая интенсивность вертикального водообмена через разделные слои и благоприятные условия для спелеогенеза возникают в областях восходящей фильтрации (зонах пьезоминимумов – понижений в рельефе или структурно/стратиграфически ослабленных зон в верхней слабопроницаемой толще).

3. Вертикальный водообмен между горизонтами в водонапорной системе приводит во взаимодействие воды контрастного химического состава и разнородные геохимические среды, вызывает нарушения равновесий при контакте вод с новой твердой фазой, обуславливает миграцию реагентов и продуктов реакции между горизонтами; таким образом – имеет огромное значение в поддержании гидрогеохимических процессов различной природы. Многие из них приводят к растворению, другие – к эпигенетическому минералообразованию.

4. Преобладающим видом питания каналовых систем в слое растворимых пород является *рассеянное и равномерное* питание от подстилающих некарстовых порово-трещинных коллекторов. Такое питание во многих геогидрохимических обстановках является агрессивным по отношению к карбонатным и сульфатным породам, или агрессивность создается смешением восходящего и латерального потоков (Klimchouk, 2000b; 2004b, 2007). При этом расходы через развивающиеся каналы в растворимой толще мало зависят от их раскрытости (десятикратное различие в ширине каналов вызывает лишь двукратное различие в расходе), а главным образом определяются проницаемостью питающего коллектора (*контроль доступным питанием*) и верхнего смежного коллектора и основного верхнего слабопроницаемого слоя (*контроль ограниченной разгрузкой*). Этим, наряду с малой протяженностью поперечной фильтрации через карстующийся слой, обусловлена возможность одновременного достижения условий кинетического прорыва многими альтернативными протокалами. Однако даже после достижения этих условий существенного ускорения роста каналов не происходит, так как рост расходов сдерживается ограниченной водопроницаемостью питающего коллектора и ограниченной разгрузкой. Таким образом, условия спелеогенеза в рассматриваемой водонапорной системе не способствуют конкурентному самоускоряющемуся развитию каналов (в отличие от открытых гидрогеологических условий), а способствуют равномерному росту всех альтернативных каналов. При наличии соответствующих структурных предпосылок (равномерной трещиноватости), это ведет к формированию первазийных (лабиринтовых) пещерных структур. В этом состоит главное отличие механизмов "открытого" (эпигенного) и "закрытого" (гипогенного артезианского) спелеогенеза и причина различий структур и параметров каналовой пустотности и проницаемости в гидрогеологически открытых и закрытых условиях (см. рис. 1 и Таблицу 2).

5. На общем фоне поперечного водообмена через карстующуюся толщу сток и пещерообразование могут получать существенную латеральную компоненту в пределах различных ее интервалов. Это связано чаще



**Рис. 8.** Концептуальная модель поперечного перетока через карстующийся слой в слоистой водонапорной системе (начальная стадия спелеогенеза). Переток осуществляется по трещинам, образующим разноуровневые сети, вертикальная связность которых несовершенна. Лито- и гидростратиграфия на рисунке отражает условия гипсового карста Западной Украины – эталонного района артезианского спелеогенеза.

всего с наличием нескольких горизонтов интенсивного развития внутрислойной трещиноватости, образующей непрерывные в плане сети, вертикальная связность которых несовершенна. Обособление таких горизонтов (ярусов) трещиноватости в разрезе обусловлено литолого-текстурной дифференциацией (слоистостью) по разрезу карстующейся толщи. В результате несовпадения структуры и степени проницаемости отдельных горизонтов внутри толщи имеет место эффект “квази-водоупора” даже в случае высокой степени вертикальной связности трещин в наложенных сетях (Рис. 8). Такое несовпадение практически всегда имеется между подстилающим и перекрывающим водоносными горизонтами. Латеральные элементы каналовой проработки множества индивидуальных путей перетока между смежными водоносными горизонтами могут объединяться в обширные лабиринтовые системы, часто многоярусные.

6. При питании растворимого слоя от подстилающего коллектора в условиях замедленного водообмена, важным механизмом спелеогенеза является свободно-конвективная циркуляция, движимая плотностными (термальными или солевыми) градиентами (Klimchouk 1997b; 2000b; 2007, 2008). Этим механизмом может обеспечиваться развитие пустотности на нижнем контакте растворимого слоя и восходящее развитие “слепых” полостей даже при отсутствии принудительного поперечного водообмена через слой, с конвективным возвратом насыщенных растворов в подстилающий коллектор и их оттоком. Интенсивное растворение агрессивными свободно-конвективными потоками продолжается и в зрелых артезианских пещерных системах (до вскрытия верхней слабопроницаемой толщи), когда принудительный водообмен через карстующийся слой минимизируется ввиду установления совершенной гидравлической связи между нижним и верхним коллекторами.

7. Эволюция пещер в артезианской обстановке (рис. 9) может охватывать длительные геологические эпохи, в течение которых условия изменяются постепенно (стадии иницирования и основная артезианская). Резкое изменение условий связано с последующим раскрытием водонапорной системы, что приводит к ступенчатой интенсификации водообмена и ускорению спелеогенного развития каналов (поздняя артезианская стадия). При этом может происходить существенный рост размеров каналов во всей системе или ее отдельных участках, но структура каналовой системы принципиально не изменяется.

8. Пещеры артезианского происхождения не обнаруживают функциональной связи с современным рельефом, однако в геоморфологическом и палеогеоморфологическом плане тяготеют к речным долинам. Они характеризуются рядом типичных морфологических черт (однообразие размеров и морфологии каналов, лабиринтные структуры, наличие восходящих питающих каналов в полу галерей основного яруса, обилие “слепых” тупиков, потолочных куполов и полутруб конвекционного происхождения; Klimchouk, 2007, 2008), а также преобладанием хорошо сортированных глинистых водномеханических отложений.

Выполненные недавно работы по численному моделированию артезианского поперечного спелеогенеза в условиях платформенных бассейнов (Birk, 2002; Birk et al, 2003; Klimchouk & Birk, 2006; Rehl, Birk & Klimchouk, 2008) подтвердили правомочность артезианской теории спелеогенеза и выявили функциональные зависимости развития каналовых систем от различных гидрогеологических параметров. В частности, этими исследованиями показано, что важными факторами, способствующими формированию ярусных лабиринтовых структур каналов, являются

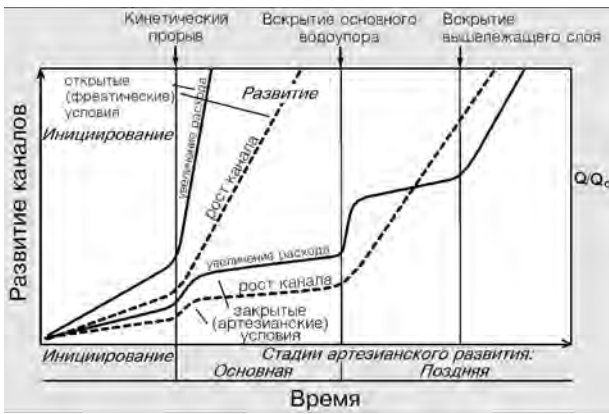


Рис. 9. Эволюция пещерных каналов в гидрогеологически открытых (фреатических) и закрытых (артезианских) условиях.

наличие систематических неоднородностей в вертикальной проницаемости трещинных сетей (типа упомянутого несовершенства вертикальной связности разноинтервальных сетей трещин) и вариации граничных условий во времени. Такие вариации иллюстрируются, например, увеличением гидравлического градиента через карстующую толщу в результате врезания реки в верхнюю слабопроницаемую толщу и усиления разгрузки из системы.

Каналовые системы артезианского формирования обеспечивают эффективную гидродинамическую связь между водоносными горизонтами в напорной системе. Они образуют поля высокой закарстованности (до нескольких квадратных километров), со средней плотностью каналов около  $167 \text{ км/км}^2$  и большими площадными (30%) и объемными (5%) показателями карстовой пустотности. Такая пустотность вносит существенный вклад в емкостные характеристики коллекторов. Проницаемость в пределах закарстованных полей часто равномерна и изотропна (что позволяет в некоторых случаях аналогии с условно-сплошной средой), но может быть на несколько порядков ниже вне таких полей. Их локализация зависит от распределения напорных градиентов в слоистой артезианской системе, а также от региональных и локальных неоднородностей в вертикальной и латеральной проницаемости различных слоев водоносного комплекса. Артезианские каналовые системы не проводят сток на значительные латеральные дистанции и не концентрируют его. Региональный сток по напорным комплексам, содержащим закарстованные слои, обеспечивается комбинацией движения по карстовым системам и смежным некарстовым горизонтам на участках между закарстованными полями. Режим артезианских карстовых источников обычно весьма стабильный, что определяется высокими емкостными свойствами карстовых систем в растворимых слоях и регулирующей ролью смежных коллекторов в напорном комплексе.

## Выводы

Основные проблемы гидрогеологии карста и ее отличия от "обычной" гидрогеологии определяются тем, что емкостные и фильтрационные свойства карстовых коллекторов 1) отличаются закономерной крайне высокой пространственной неоднородностью

и анизотропией, 2) не являются "врожденными" и статическими характеристиками коллектора, а динамично развиваются, приспосабливаясь к граничным условиям системы подземного стока.

Спелеогенетический подход к гидрогеологии карста фокусируется на исследовании происхождения и развития карстовой пустотности и эволюции коллекторов от "первичных" порово-трещинных или трещинных до карстовых. Современные концепции спелеогенеза хорошо объясняют важнейшие особенности гидрогеологии карста, дают ключ к адекватной оценке структуры и параметров карстовой пустотности и проницаемости и решению практических гидрогеологических задач в карстовых районах.

Растворимые породы, в общем случае, характеризуются тремя основными видами пустот (поры и микротрещины, обычные трещины, каналы), существенно различных по природе, характерным размерам и структуре образуемых ими водовмещающих сред. Соответствующие компоненты стока обнаруживают различное гидродинамическое поведение и сложным образом взаимодействуют между собой. Рассмотрение нестационарной фильтрации в закарстованных породах основывается на концепции двойной или тройной пористости, при этом распределение элементов "верхнего" уровня неоднородности (каналов) критериям сплошной среды, как правило, не соответствует.

Гидродинамические механизмы спелеогенеза различны для условий зоны полного насыщения безнапорных водоносных горизонтов и условий напорных водоносных комплексов, что приводит к формированию существенных различий в структуре и параметрах каналовой проницаемости.

В безнапорных условиях действует конкурентный механизм спелеогенеза, ведущий к избирательному ускоренному росту каналов, благоприятно ориентированных в градиентном поле системы стока. Образующиеся каналовые системы отличаются отчетливой иерархической организацией, подобной поверхностной дренажной сети. Для них характерны линейная или древовидная структуры, с нарастанием концентрация стока в направлении гидравлического градиента. Проницаемость закарстованных пород, сформированная в этих условиях, характеризуется крайне высокой неоднородностью и анизотропией. Каналовые системы отличаются невысокой площадной плотностью ( $10\text{-}25 \text{ км/км}^2$ ), занимают незначительные доли площади (порядка нескольких процентов) и объема (порядка десятых долей процента) пород, но проводят практически весь сток. В зрелых карстовых системах средние скорости карстовых вод измеряются сотнями и тысячами метров в сутки, а движение почти всегда турбулентно.

В условиях слоистых водонапорных систем спелеогенез инициируется "поперечным" перетоком через слои растворимых пород. При этом действует гидродинамический механизм спелеогенеза, способствующий относительно равномерному спелеогенному развитию всех путей фильтрации. При наличии соответствующих структурных предпосылок формируется первазийная пустотность (лабиринтовые каналовые системы),

примерно на порядок превышающая пустотность безнапорного формирования. Каналовые системы артезианского происхождения образуют поля высокой закарстованности, в пределах которых характеризуются высокой площадной плотностью (достигающей нескольких сотен км/км<sup>2</sup>), занимают значительные доли площади (порядка нескольких десятков процентов) и объема (порядка нескольких процентов) породы. Таким образом, каналовая пустотность артезианского формирования может вносить существенный вклад в емкостные характеристики коллекторов. Кластерное распространение артезианских каналов систем обуславливает крайне высокие и сравнительно изотропные значения латеральной и вертикальной проницаемости в пределах пещерных полей (что позволяет в некоторых случаях аналогии с условно-сплошной средой), но может быть на несколько порядков ниже вне таких полей. Артезианские каналовые системы не проводят сток на значительные латеральные дистанции. Региональный сток по напорным комплексам, содержащим закарстованные слои, обеспечивается комбинацией движения по карстовым системам и смежным некарстовым горизонтам на участках между закарстованными полями.

Стандартные методы фильтрационного опробования в принципе не способны обеспечить оценку величины и структуры каналовой проницаемости. Их использование приводит к неизбежному занижению в оценках водопроницаемости на несколько порядков и грубым ошибкам в прогнозах направлений и скоростей водообмена. Адекватная оценка каналовой проницаемости возможна лишь в масштабе КВС (бассейна стока) с использованием методов трассирования и спелеологической информативности. Обоснованность гидрогеологического моделирования снижается с переходом от регионального к локальным размерам моделируемой области и локальные модели оказываются крайне ненадежными или построение их теряет практический смысл.

Доля стока, проводимого карстовыми каналами во всех случаях подавляюще преобладает над долей остальных емкостных сред. Водопроницаемость интегрированных каналовых систем настолько высока, что значение прочих видов проницаемости в движении подземных вод в закарстованных породах оказывается пренебрежимо малым. Поэтому для гидрогеологических задач в карстовых районах, особенно миграционных, решающее значение имеет адекватная характеристика каналовой проницаемости, которая может быть достигнута применением комплекса методов, обязательно включающего анализ спелеологических данных, эксперименты по мультитрассированию карстовых вод, инвентаризацию и изучение режима очагов разгрузки и др. Решающее значение для правильной интерпретации получаемой информации имеет применение современных спелеогенетических концепций.

## ЛИТЕРАТУРА

- Боревский Б.В., Самсонов Б.Г., Язвин Л.С. Методика определения параметров водоносных горизонтов по данным откачек. – Москва: Недра, 1973. – 326 с.
- Боревский Б.В., Хордикийнен М.А., Язвин Л.С. Разведка и оценка эксплуатационных запасов месторождений подземных вод в трещинно-карстовых пластах. – М.: Недра, 1976. – 248 с.
- Водообмен в гидрогеологических структурах Украины. Водообмен в естественных условиях / Под ред. В.М.Шестопалова. – Киев: Наук. думка, 1989. – 288 с.
- Гирицкий Н.К. Некоторые вопросы динамики подземных вод // Гидрогеология и инженерная геология. – 1947. – № 9. – С. 27-32.
- Дублянский В.Н., Кикнадзе Т.З. Гидрогеология карста Альпийской складчатой области юга СССР. – Москва: Наука, 1984. – 127 с.
- Дублянский Ю.В. Механизм формирования и моделирование гидротермокарста. – Новосибирск: АН СССР, 1990. – 150 с.
- Керкис Е.Е. Методы изучения фильтрационных свойств горных пород. – М.: Недра, 1975. – 232 с.
- Климчук А.Б. Значение приповерхностной зоны в гидрогеологии и морфогенезе карста. – Киев: Ин-т геол. наук, 1989. – 42 с.
- Климчук А.Б. Артезианское происхождение крупных лабиринтовых пещер в миоценовых гипсах западных областей Украины // Докл. АН УССР, Сер. Б. Геол., хим. и биол. науки. – 1990. – № 7. – С. 28-32.
- Климчук А.Б. Спелеогенезис в артезианских условиях // Свет: Вестник Киевского карстол.-спелеол. центра. – 1992. – № 3(5). – С. 7-13.
- Климчук А.Б. О генезисе гипсовых пещер Подолии (О статье Л. Якуча, Г. Мезеши "Генетические особенности гипсовых пещер Подолии") // Геоморфология. – 1998. – № 1. – С. 120-123.
- Климчук А.Б. Гидрогеологические условия развития и генезис карстовых полостей в неогеновых сульфатных отложениях Вольно-Подольского артезианского бассейна: Дисс. ... канд. геол. наук. – Киев: Ин-т геол. наук НАНУ, 1999. – 161 с.
- Климчук А.Б., Шестопалов В.М. Крупные лабиринтовые пещеры в гипсах Западной Украины: спелеогенезис в артезианских условиях // Геол. журнал. – 1990. – № 5. – С. 93-104.
- Климчук А.Б. Карстообразование в артезианских условиях: концепция поперечного спелеогенеза // Геол. журнал. – 2006. – № 2-3. – С. 181-191.
- Мятлев А.Н. Напорный комплекс подземных вод и колодцы // Изв. АН СССР, Отд. техн. наук. – 1947. – № 9. – С. 1069-1088.
- Пиннекер Е.В. Проблемы региональной гидрогеологии (Закономерности распространения и формирования подземных вод). – Москва: Наука, 1977. – 196 с.
- Проблемы изучения карстовых полостей гор южных областей СССР. – Ташкент: Фан, 1983. – 148 с.
- Прогноз водопритоков в горные выработки и водозаборы подземных вод в трещиноватых и закарстованных породах. – Москва: Недра, 1972. – 196 с.
- Рац М.В. К вопросу о зависимости густоты трещин от мощности слоев // Докл. АН СССР. – 1962. – Т.114. – Вып.3. – С. 622-626.
- Рац М.В. Неоднородность горных пород и их физических свойств. – Москва: Наука, 1967. – 108 с.
- Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. – М.: Недра, 1970. – 160 с.

- Федорова Т.К. Физико-химические процессы в подземных водах. – М.: Недра, 1985. – 182 с.
- Чернышев С.Н. Трещины горных пород. – Москва: Наука, 1983. – 240 с.
- Чернышев С.Н. Движение воды по сетям трещин. – Москва: Недра, 1979. – 137 с.
- Шестопалов В.М. Естественные ресурсы подземных вод платформенных артезианских бассейнов Украины. – Киев: Наук. думка, 1981. – 195 с.
- Шестопалов В.М. Методы изучения естественных ресурсов подземных вод. – М.: Недра, 1988. – 168 с.
- Atkinson T.C. Diffuse flow and conduit flow in limestone terrain in the Mendip Hills, Somerset (Great Britain) // *Journal of Hydrology*. – 1977. – N 35. – P. 93-110.
- Atkinson T.C. Present and future directions in karst hydrogeology // *Annales de la Societe geologique de Belgique*. – 1985. – N 108. – P. 293-296.
- Birk S. Characterisation of karst systems by simulating aquifer genesis and spring responses: Model development and application to gypsum karst // *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten*. – 2002. – C60. – 122 p.
- Birk S., Liedl R., Sauter M., Teutsch G. Hydraulic boundary conditions as a controlling factor in karst genesis: A numerical modeling study on artesian conduit development in gypsum // *Water Resources Research*. – 2003. – Vol. 39(1). – P. 1004.
- Bonacci O. Karst hydrology, with special reference to the Dinaric Karst. – Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 1987. – 184 p.
- Burdon D.J., Papakis N. Handbook of Karst Hydrogeology. – Athens: Institute for Geology and Subsurface Research, 1963. – 276 p.
- Clemens T., Huckinghaus D., Sauter M., Liedl R., Teutsch G. A combined continuum and discrete network reactive transport model for the simulation of karst development // K.Kovar, P. van der Heijde (eds.) Calibration and reliability in groundwater modeling. IAHS. – 1996. – Publ. 237. – P. 309-318.
- Dreybrodt W. The role of dissolution kinetics in the development of karst aquifers in limestone: A model simulation of karst evolution // *Journal of Geology*. – 1990. – N 98. – P. 639-655.
- Dreybrodt W., Gabrovľek F. Dynamics of the evolution of single karst conduit / A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer, W.Dreybrodt (eds.) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. – Huntsville: Natl. Speleol. Soc. – 1999. – P. 201-210.
- Dreybrodt W., Gabrovsek F., Romanov D. Processes of Speleogenesis: a Modeling Approach. – Ljubljana: ZRC Publishing, 2005. – 376 p.
- Dreybrodt W., Siemers G. Cave evolution on two-dimensional networks of primary fractures in limestone/ A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer, W.Dreybrodt (eds.) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. – Huntsville: Natl. Speleol. Soc., 1999. – P. 221-231.
- Drogue C. Essai d'identification d'un type de structure de magasins carbon-ates fissures. Application a l'interpretation de certains aspects du fonctionnement hydrogeologique // *Mem. Soc. Geol. France*. – 1980. – N II. – P. 101-108.
- Ewers R. O. Cavern development in the dimensions of length and breadth. – Ph.D., McMaster University. – Hamilton, Ontario, 1982. – 398 p.
- Ford D., Lauritzen S.-E., Ewers R.O. Hardware and software modeling of initial conduit development in karst rocks // A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer & W.Dreybrodt (eds.) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. – Huntsville: Natl. Speleol. Soc., 1999. – P. 175-183.
- Ford D.C., Williams P.W. Karst geomorphology and hydrology. – London, England: Unwin Hyman., 1989. – 601 p.
- Freeze R.A., Cherry J.A. Groundwater. – Englewood Cliffs: Prentice Hall, 1979. – 604 p.
- Groves C. G., Howard A. D. Early development of karst systems. 1. Preferential flow path enlargement under laminar flow // *Water Resources Research*. – 1994. – N 30. – P. 2837-2846.
- Halihan T., Sharp J.M., Mace, R.M. Interpreting flow using permeability at multiple scales // A.Palmer, M.Palmer, I.Sasowsky (eds.) *Karst Modelling, Proceedings of the symposium held February 24-27, 1999, Charlottesville, Virginia*. Karst Water Institute Special Publication 5. – Akron, 1999. – P. 82-96.
- Howard A.D. Model for cavern development under artesian ground water flow, with special reference to the Black Hills // *NSS Bulletin*. – 1964. – N 26. – P. 7-16.
- Huntoon P.W. Is it appropriate to apply porous media groundwater circulation models to karstic aquifers? // El-Kadi, A.I.(ed.) *Groundwater models for resources analysis and management*- Boca Raton: Lewis Publishers, 1995. – P. 39-358.
- Kiraly L. Rapport sur l'etat actuel des connaissances dans le domaine des caracteres physiques des roches karstiques // A.Burger, L.Dubertet (eds.) *Hydrogeology of karstic terraines*. International Union of Geological Sciences, Series B. – 1975. – N 3. – P. 53-67.
- Klimchouk A.B. Large gypsum caves in the Western Ukraine and their genesis // *Cave Science*. – 1992. – N 19(1). – P. 3-11.
- Klimchouk A.B. Speleogenesis under confined conditions, with recharge from adjacent formations // *Publ. Serv. Geol. Luxembourg v.XXVII. Comptes Rendus du Colloque International de Karstology a Luxembourg*. – 1994. – P. 85-95.
- Klimchouk A. Karst morphogenesis in the epikarstic zone // *Cave and Karst Science*. – 1995. – N 21. – P. 45-50.
- Klimchouk A.B. Speleogenesis in gypsum / Klimchouk A., Lowe D., Cooper A., Sauro U. (eds.) *Gypsum Karst of the World* // *International Journal of Speleology*. – 1996. – Theme issue 25 (3-4). – P. 61- 82.
- Klimchouk A.B. Speleogenetic effects of water density differences // *Proceedings of the 12th Int. Congr. of Speleol. La Chaux-de-Fonds, Switzerland, 10-17.08.1997*. – Vol. 1 – P. 161-164.
- Klimchouk A.B. Artesian speleogenetic setting // *Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, La Chaux-de-Fonds, Switzerland*. – 1997. – Vol. 1. – P. 157-160.
- Klimchouk A. Formation of epikarst and its role in vadose speleogenesis // A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer, W.Dreybrodt (eds.) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. – Huntsville: Natl. Speleol. Soc., 2000. – P. 91-99.
- Klimchouk A.B. Speleogenesis under deep-seated and confined settings // A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer, W.Dreybrodt (eds.) *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. - Huntsville: Natl. Speleol. Soc., 2000. – P. 244-260.
- Klimchouk A.B. Speleogenesis of great gypsum mazes in the Western Ukraine // A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer, W.Dreybrodt (eds.) *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. – Huntsville: Natl. Speleol. Soc., 2000. – P. 261-273.
- Klimchouk A.B. Speleogenesis in gypsum // A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer, W.Dreybrodt (eds.) *Speleogenesis: Evolution of karst aquifers*. – Huntsville: Natl. Speleol. Soc., 2000. – P. 431-442.
- Klimchouk A.B. Conceptualisation of speleogenesis in multy-storey artesian systems: a model of transverse speleogenesis // *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 1 (2)*, www.speleogenesis.info, 2003a. – 18 p.
- Klimchouk A.B. Unconfined versus confined speleogenetic settings: variations of solution porosity // *Speleogenesis and Evolution of Karst Aquifers 1 (2)*, www.speleogenesis.info, 2003b. – 7 p.
- Klimchouk A.B. Towards defining, delimiting and classifying epikarst: Its origin, processes and variants of geomorphic evolution // W.K.Jones, D.C.Culver, J.Herman (eds.) *Epikarst. Proc. of the symposium held October 1 through 4, 2003*. - Sheperdstown, West Virginia, USA: Karst Water Institute special publication 9. – 2004a. – P. 23-35.

- Klimchouk, A.B. Speleogenesis: deep-seated and confined settings // J.Gunn (Ed.). Encyclopedia of Cave and Karst Science. – New York-London: Fitzroy Dearborn–Taylor and Francis Books. 2004b. – P. 681-683.
- Klimchouk, A.B. Cave morphometry // J.Gunn (Ed.) Encyclopedia of Cave and Karst Science. - New York - London: Fitzroy Dearborn – Taylor and Francis Books. 2004c. – P. 524-526.
- Klimchouk A.B. Hypogene Speleogenesis: Hydrogeological and Morphogenetic Perspective. Special Paper N 1. – Carlsbad: National Cave and Karst Research Institute, 2007. – 106 p.
- Klimchouk A. & Birk S. Speleogenesis in cratonic multi-storey artesian systems: conceptual and numerical models // EGU General Assembly 2006 Paper EGU06-A-05888, Geophysical Research Abstracts. – 2006. – Vol. 8, 05888.
- Klimchouk A, Ford D., Palmer A., Dreybrodt W. (eds.) Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. – Huntsville: Natl. Speleol. Soc., 2000. – 495 p.
- Palmer A.N. Geomorphic interpretation of karst features // LaFleur R.G. (ed.) Groundwater as a geomorphic agent. – Boston: Allen & Unwin, 1984. – P.173-209.
- Palmer A. Digital modeling of individual solution conduits // A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer, W.Dreybrodt (eds.) Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. – Huntsville: Natl. Speleol. Soc., 2000. – P. 194-200.
- Quinlan J.F., Davies G.J., Jones S.W., Huntoon P.W. The applicability of numerical models to adequately characterize ground-water flow in karstic and other triple-porosity aquifers // Ritchey J.D., Rumbaugh J.O. (eds.) Subsurface fluid-flow (ground-water and vadose zone) modeling: American Society for Testing and Materials, Special Technical Publication. – 1996. – V. 1288. – P. 114-133.
- Quinlan J.F., Davies G.J., Worthington S.R.H. Rationale for the design of cost-effective groundwater monitoring system in limestone and dolomite terranes: cost-effective as conceived is not cost-effective as built if the system design and sampling frequency inadequately consider site hydrogeology // Symposium on Waste Testing and Quality Assurance (8th, Washington, D.C., July 1992). – Washington, D.C.: U.S.Environmental Protection Agency, 1992. – 570 p.
- Quinlan J.F., Ewers R.O. Groundwater flow in limestone terranes // Strategy, rationale and procedure for reliable and efficient monitoring of groundwater quality in karst areas. 5th Nat. Symp. and Exp. on Aquifer Restoration and Groundwater Monitoring, Columbus, Ohio. – 1985. – P. 197-234.
- Quinlan J.F., Ewers R.O. Subsurface drainage in the Mammoth Cave area // W.White, E.White (eds.) Karst Hydrology: Concepts from the Mammoth Cave area. – New York: Van Nostrand Reinhold, 1989. – P. 65-104.
- Rehl C., Birk S., & Klimchouk A. Conduit Evolution in Deep-seated Settings: Conceptual and Numerical Models Based on Field Observations // Water Resources Research (accepted).
- Sauter M. Double porosity models in karstified limestone aquifers, field validation and data provision // Hydrologic processes in Karst Terranes. Intern. Assoc. of Hydrol. Sciences Publication 207. – 1993. – 261 p.
- Sauter M., Liedl R. Modelling karst aquifer genesis using a coupled continuum-pipe flow model // A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer, W.Dreybrodt (eds.) Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. Huntsville: Natl. Speleol. Soc., 1999. – P. 212-219.
- Shuster E.T., White W.B. Seasonal fluctuations in the chemistry of limestone springs: A possible means for characterizing carbonate aquifers // Journal of Hydrology. – 1971. – N14. – P. 93-128.
- Teutsch G., Sauter M. Groundwater modeling in karst terranes, scale effects, data acquisition and field validation // Proc. 3rd Conf. on Hydrology, Ecology, Monitoring and Management of Ground Water in Karst Terranes, Nashville, TN, December 4-6, 1991, U.S. Environmental Protection Agency and National Ground Water Association. 17. – 1992.
- Töth J. Hydraulic continuity in large sedimentary basins // Hydrogeology Journal. – 1995. – N 3 (4). – P. 4-15.
- White W.B. Geomorphology and hydrology of karst terranes. – Oxford: Oxford University Press, 1988. – 464 p.
- White W.B. Conceptual models for karstic aquifers // A.Palmer, M.Palmer, I.Sasowsky (eds.) Karst Modelling, Proceedings of the symposium held February 24-27, 1999, Charlottesville, Virginia. Karst Water Institute Special Publication 5. – Akron, 1999. – P. 11-16.
- White W.B., Schmidt V.A.. Hydrology of a karst area in east-central West Virginia// Water Resources Research. – 1966. – N 2. – P. 549-560.
- Worthington S.R.H. Karst hydrogeology of the Canadian Rocky Mountains. – PhD thesis, McMaster University. – Hamilton, Ontario, 1991.– 380 p.
- Worthington S.R.H.. A comprehensive strategy for understanding flow in carbonate aquifers // A.Palmer, M.Palmer, I.Sasowsky (eds.) Karst Modelling, Proceedings of the symposium held February 24-27, 1999, Charlottesville, Virginia. Karst Water Institute Special Publication 5. –Akron. 1999. – P. 30-37.
- Worthington S.R.H., Ford D.C. Borehole tests for megascale channeling in carbonate aquifers // Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, La Chaux-de-Fonds, Switzerland. 1997. – Vol.11. – P. 195-198.
- Worthington S.R.H., Ford D.C., Beddows P. Porosity and permeability enhancement in unconfined carbonate aquifers as a result of solution // A.Klimchouk, D.Ford, A.Palmer, W.Dreybrodt (eds.) Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers. Huntsville: Natl. Speleol. Soc., 2000. – P. 423-432.