

А.Б. Климчук

Институт геологических наук НАН Украины

РАЗВИТИЕ ГЛУБОЧАЙШИХ КАРСТОВЫХ СИСТЕМ И СУБМАРИННАЯ РАЗГРУЗКА МАССИВА АРАБИКА (ЗАПАДНЫЙ КАВКАЗ): РОЛЬ ПОЗДНЕМИОЦЕНОВОЙ РЕГРЕССИИ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

Крупный горный массив Арабика на Западном Кавказе граничит с морским побережьем, а слагающие его закарстованные известняки погружаются под уровень моря. В высокогорной части массива разведаны многочисленные глубокие пещеры, две из которых имеют глубину (от входов) свыше 2000 м. Уникальное сосредоточение тут сверхглубоких пещер и особенности гидрогеологии массива (огромная мощность вадозной зоны, активная каналовая циркуляция на больших глубинах, наличие высокопроницаемой зоны в прибрежной полосе и субмаринной разгрузки в море, связь прибрежных и субмаринных источников с высокогорной областью питания) свидетельствуют о влиянии на развитие карста глубокого снижения уровня моря в прошлом. Новейшие исследования по палеогеографии Восточного Паратетиса в позднемиоценовое время указывают на то, что такое снижение уровня вод в Эвксинском бассейне имело место в период около 5,6—5,4 млн лет, с максимумом (вероятно до 500—600 м), соответствовавшим гляциальным пикам TG12 и TG14 и пику Мессинского кризиса солёности. Предложена модель эволюции карстовых систем массива с учетом влияния морских регрессий и дифференцированных поднятий в плиоцен-четвертичное время.

Ключевые слова: массив Арабика, глубочайшие пещеры, субмаринная разгрузка, колебания уровня Черного моря, Мессинский кризис солёности.

Введение

Карстовый массив Арабика является одним из самых крупных и высоких массивов в известняковой полосе Западного Кавказа, расположен на побережье Черного моря (рис. 1), интенсивно закарстован и сложен нижнемеловыми и верхнеюрскими известняками. Мировую известность массив получил благодаря спелеологическим исследованиям последних 40 лет, в результате которых тут разведаны многочисленные глубокие пещеры, три из которых стали глубочайшими в мире. Две из них разведаны до глубин свы-

© А.Б. КЛИМЧУК, 2018



Рис. 1. Расположение массива Арабика на Западном Кавказе

ше 2000 м. Они находятся в высокогорной части массива на удалении 12—16 км от побережья и там же достигают верхней границы зоны полного насыщения (фреатической, по принятой в карстологии терминологии) на отметках около 110 м выше уровня моря.

В настоящей статье охарактеризована пещерная система Арабикская (глубина 2197 м), прямая связь которой с крупными источниками на побережье и акватории доказана экспериментами по трассированию подземных вод. Особенности гидрогеологии массива Арабика (огромная мощность вадозной зоны в высокогорье, активная каналовая циркуляция на больших глубинах, наличие низкоградиентной высокопроницаемой зоны в прибрежной зоне и субмаринной разгрузки в море, доказанная связь прибрежных и субмаринных источников с областью питания в высокогорной части) позволили выдвинуть гипотезу о влиянии на развитие карста массива глубокого снижения уровня моря в период Мессинского кризиса солёности в позднем миоцене [10]. В этой статье анализируются спелеологические и гидрогеологические особенности массива, влияние Мессинского кризиса на развитие прибрежных карстовых систем в Средиземноморье, а также данные новейших исследований по палеогеографии Восточного Паратетиса в позднем миоцене. Целью является определение времени и масштабов снижения уровня вод в бассейне и разработка модели эволюции карста массива Арабика под влиянием позднемиоценовой регрессии и дифференцированных тектонических поднятий в плиоцен-четвертичное время.

Формирование рельефа Кавказа

Формирование рельефа Кавказа началось на поздней стадии Альпийского этапа геологической истории Кавказа. Значительный массив островной суши на месте Кавказа возник в начале олигоцена, а возможно и ранее

[25]. Горный рельеф наметился в позднем сармате, но прибрежная полоса характеризовалась равнинным и низкогорным рельефом с амплитудами в несколько сот метров и влажным субтропическим климатом. В середине позднего миоцена (мэотис) контуры береговой линии кавказского побережья стали близкими к современным [69]. К концу миоцена темп воздымания гор усилился, в результате чего в раннем плиоцене в осевой зоне Большого Кавказа возник высокогорный рельеф, наметились куэстовые гряды северного склона и осушилась центральная часть Предкавказья, разделив Черноморский и Каспийский бассейны [69].

В плейстоцене произошло резкое усиление поднятий и омоложение рельефа Большого Кавказа. Темпы поднятий ускорились от 0,2 мм/год в плиоцене до 1,0—1,45 мм/год в позднем плейстоцене и 2,5 мм/год в современную эпоху [18]. В работе [21] темпы современных поднятий в осевой части известняковой полосы оцениваются в 6—8 мм/год. В осевой зоне Большого Кавказа амплитуда плейстоценовых поднятий достигла 2,5 км [4], однако поднятия были резко дифференцированы по тектоническим зонам субкавказского простиранья, уменьшаясь в смежных к юго-западу блоках (1,0—1,5 км) и побережью (0,1—0,3 км) [15].

Общая характеристика массива Арабика

Карстовый массив Арабика ограничен каньонами рек Кутушара, Гега и Бзыбь на севере и востоке, побережьем Черного моря на юго-западе, долинами рек Хашупсе и Сандрипш на западе (рис. 2). Каньон Бзыби отделяет Арабику от соседнего к востоку Бзыбского массива, где также исследовано несколько глубоких пещер, но максимальная достигнутая глубина составляет 1760 м (пещерная система Снежная-Меженного-Иллюзия).

В рельефе массива Арабика выделяется удаленная от побережья компактная центральная часть с вершинами высотой более 2500 м (высшие точки — пик Спелеологов (2705 м) и доминирующая пирамидальная г. Арабика (2695 м)) и закарстованными площадями на высотах 1900—2400 м. Южнее и юго-западнее располагаются средне- и низковысотные залесенные отроги, выходящие к черноморскому побережью на участке Цандрипш (Гантиади) — Гагра. В южной части Арабики выделяется отрог Мамздыша, платообразная поверхность которого (макс. 1873 м) несколько возвышается над границей леса. Оледенения центральной части массива в течение плейстоцена привели к удалению зрелого эпикарста и формированию типичного альпийского гляциокарстового рельефа с цирками и троговыми долинами [12]. В продольном профиле трогов выделяются ригели и гляциокарстовые депрессии.

Массив располагается в пределах Гагро-Джавской тектонической зоны и сложен верхнеюрскими и нижнемеловыми преимущественно карбонатными породами. В его структуре выделяется крупная антиклиналь общекавказского простиранья, юго-западное более пологое крыло которой осложнено небольшими складками и разломно-блоковыми деформациями и погружается под уровень моря. Северо-восточное крыло короткое и крутое. Нижнемеловые породы сохранились небольшими участками в днищах некоторых трогов, слагают гребневые части передовых хребтов и пиков и юго-западные склоны массива. Верхнеюрские известняки образуют основу массива и представлены толстослоистыми и массивными песчанистыми разностями в верхних частях толщи (титон) и

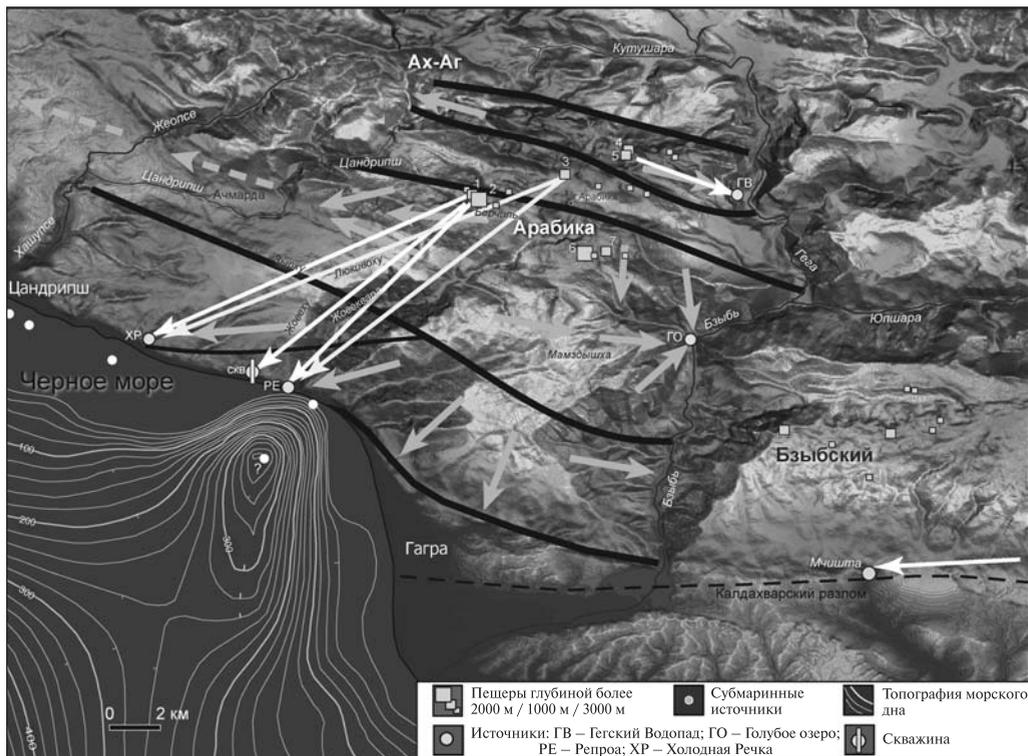


Рис. 2. Рельефная спелео-гидрологическая карта массива Арабика. Квадратами и цифрами обозначены крупные пещеры (1 – Куйбышевская – 1110 м; 2 – Крубера – 2197 м; 3 – Илюхина – 1286 м; 4 – Московская – 1250 м; 5 – Дзоу – 1042 м; 6 – Веревкина – 2204 м; 7 – Сарма – 1830 м), буквенными индексами – крупные источники (ГВ – Гегский Водопад; ГО – Голубое озеро; РЕ – Репроа; ХР – Холодная Речка). Черными линиями обозначены оси основных антиклиналей. Толстые стрелки показывают предполагаемые направления движения подземных вод по предшествующим представлениям [7, 8], тонкие стрелки – фактические направления, установленные трассированием в 1984–1985 гг. [9]. Цифровая модель рельефа и контуры батиметрии шельфа построены по материалам глобального пакета высот суши и глубин моря SRTM30_Plus (NASA; [81])

средне- и мелкослоистыми темными разностями с прослоями мергелей и глин и включениями кремней в нижних частях (киммеридж-оксфорд). Они подстилаются порфиритовой свитой байоса, образующей некарстующееся основание, которое обнажается местами только по северному и северо-восточному контурам массива (в долинах Кутушары и Геги). Эта свита включает в верхней части песчаники, глины и конгломераты и сложена главным образом туфами, конгломерато-брекчиями и порфиритами.

Массив разбит многочисленными субвертикальными разрывными нарушениями преимущественно общекавказского и поперечного простираний, которые контролируют развитие карстовых полостей. Крупные разрывы кавказского простирания вычленяют большие удлиненные блоки, испытывавшие разные темпы поднятий в плио-плейстоцене. Тектонические нарушения, в том числе поперечные, и развитые по ним карстовые системы, играют главную роль в распределении потоков подземных вод, формирующихся в центральной высокогорной части массива.

Исследования глубоких карстовых полостей массива Арабика

В результате спелеологических исследований последних 40 лет на Арабике открыто и изучено несколько сотен вертикальных полостей, около 50 из которых имеют глубину свыше 100 м, а семь разведаны до глубин свыше 1000 м (см. рис. 2 и перечень глубочайших пещер в подписях к рисунку). Экспедициями Украинской спелеологической Ассоциации (УСА) пещера Крубера в троговой долине Ортобалаган была исследована в 2001 г. до глубины 1710 м, что сделало ее глубочайшей в мире, а в 2004 году в ней был впервые на планете преодолен рубеж глубины 2000 м. В последующие годы экспедициями УСА пещера была разведана до уровня зоны полного насыщения, который в межень располагается на глубине 2146 м от входа (абс. отметка 110 м выше уровня моря), и на глубину 51 м в постоянно обводненной зоне [13, 55]. В результате общая глубина пещеры Крубера достигла 2197 м.

Пещера Крубера представляет собой сложную систему вертикальных колодцев и наклонных ходов, разделяющихся на глубинах 220—240 м на две независимые ветви, главная из которых уходит до максимальной глубины 2197 м, а другая (Некуйбышевская) пройдена до глубины 1697 м (рис. 3 Б). Плановый рисунок системы демонстрирует четкий структурный контроль продольными (кавказского простирания), поперечными и ортогональными нарушениями (рис. 3 А). Система развивается преимущественно вертикально и в плане неоднократно разворачивается, лишь немного выходя на юго-западный склон хр. Берчиль. Морфология большинства элементов системы указывает на развитие нисходящими потоками в вадозной зоне, за исключением нескольких вскрытых фрагментов древних фреатических галерей на разных уровнях, а также самых нижних участков, демонстрирующих элементы напорной морфологии эпифреатической зоны.

Пещера Крубера ныне соединена в единую систему (пещерная система Арабикская; см. рис. 3) с рядом расположенными пещерами Куйбышевская (–1110 м) и Генрихова Бездна (–970 м). Эта система развита на юго-западной окраине высокогорной центральной части Арабики (см. рис. 2), под днищем долины Ортобалаган, заложенной в осевой части антиклинали, и ограничивающим ее с юго-запада хребтом Берчиль (см. рис. 3). Такое же передовое к побережью положение занимают две другие сверглубокие пещеры — Сарма (–1830 м) и Веревкина (пройденная в 2017 г. московскими спелеологами до глубины 2204 м), расположенные юго-восточнее в той же структурной позиции.

Разведывание пещеры Крубера и других глубоких пещер района сопровождалось их морфологическим картированием и рядом специальных исследований. Это позволило получить уникальные данные по строению, гидрогеологии и геотермике карстовых систем в мощной (до 2150 м) вадозной зоне, уточнить геологическое и тектоническое строение массива, кардинально изменить былые представления о гидрогеологии горного карста региона (см. следующий раздел), выявить роль позднеплейстоценовых оледенений в развитии карста, обосновать древний (позднемиоценовый) возраст заложения карстовых систем Арабики и большую роль колебаний уровня Черного моря в формировании глубочайших на планете карстовых систем массива [9—14, 55, 56].

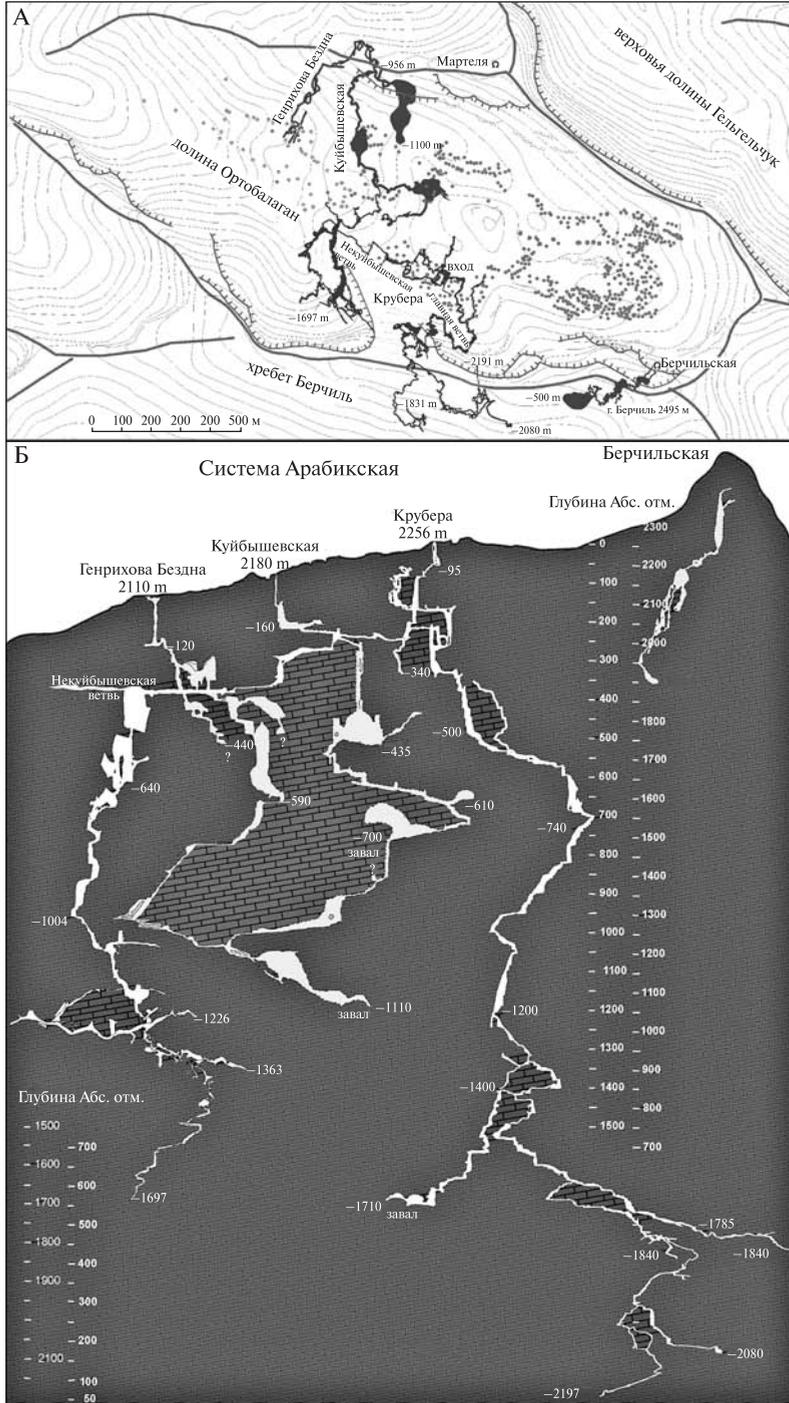


Рис. 3. План (А; на геоморфологической схеме) и разрез (Б; примерная проекция на ось долины) пещерной системы Арабикской в троговой долине Ортобалаган, включающей пещеры Крубера, Куйбышевскую и Генрихову Бездну. Цифры на разрезе обозначают глубину от входов соответствующих пещер. Шкала на разрезе дает глубины от входа в п. Крубера и абсолютные отметки. План и разрез пещерной системы построен автором по материалам Украинской спелеологической Ассоциации

Особенности гидрогеологии массива Арабика

Обнаженные закарстованные поверхности центральной высокогорной части массива Арабика, имеющие минимальный почвенный покров и маломощную эпикарстовую зону, эффективно переводят выпадающие осадки в подземный «шахтный» сток. Питание карстовых систем в весенне-летне-осенний период также происходит от снежников в карстовых воронках и открытых шахтах. На прибрежных средне- и низкогорных отрогах массива перевод поверхностного стока в подземный сильнее регулируется мощной почвой и эпикарстом.

Карстовые водоносные системы массива дренируются через крупные источники у подножий массива (Гегский Водопад, 1,5 м³/с (ГВ см. на рис. 2); Голубое Озеро, 3,0 м³/с (ГО); Репроа, 2,0 м³/с (РЕ); Холодная Речка, 1,2 м³/с (ХР)), источники меньшего дебита в Гаграх, а также субмаринные источники на участке Цандрипш-Гагра. Субмаринные источники на мелководье (до 10—15 м) фиксируются по холодным восходящим струям пресных вод и «куполам» на спокойной поверхности воды. Ряд выходов обследовано Г. Юровским [26] с аквалангом. Они описаны как мощные струи, образующие овалы углубления-грифоны на мелкогалечном дне, выносящие пузырьки воздуха и обломки веток и листья. Также описаны выходы пресных струй из открытых трещин и полостей обнаженных известняков. Очаги субмаринной разгрузки на значительном удалении от берега выявлены грузинскими гидрогеологами по аномалиям в солёности воды [2].

Проведенные карсто-спелеологические исследования кардинально изменили прежние представления [7, 8] о существовании на Арабике этажной системы водоносных бассейнов, контролируемых складками общекавказского простирания и некарстующимися прослоями. По этим представлениям (схематически отражены толстыми стрелками на рис. 2) связь центральной части массива с источниками на побережье (т.е. поперек простирания складчатости) не допускалась, а подземный сток центральной части массива направлялся в сторону Адлера под некарстующийся покров, где шел на питание Сочинского артезианского бассейна, либо к долине Бзыби и Геги — источникам Голубое Озеро и Гегский Водопад. «Слабокарстующимся» прослоям в толще карбонатных пород приписывалась роль водоупоров, разделяющих массив на этажные подземные бассейны. Всего на Арабике выделялось 10 таких бассейнов [7]. Областью питания прибрежных и субмаринных источников считались только передовые средне- и низкогорные отроги массива.

В 1984 и 1985 гг. карстолого-спелеологическим отрядом ИГН АН Украины были проведены уникальные по масштабам эксперименты по трассированию подземных вод Арабики. Оба эксперимента показали связь пещер Ортобалагана и верховьев Жовеквары с источниками Репроа и Холодная Речка на побережье (см. рис. 2). Трассеры были также идентифицированы в скважине, расположенной на побережье и изливавшей воду с глубины свыше 200 м ниже уровня моря (скв. на рис. 2), что было интерпретировано как трассирование потока, идущего к очагам субмаринной разгрузки. Этими результатами были доказаны связь пещер центральной части массива с источниками на побережье и субмаринной разгрузкой, прохождение каналовыми потоками складчатых структур в поперечном направлении, а также установлено наличие тут глубочайшей подземной гидросистемы с амплитудой свыше 2300 м [9].

Пещера Крубера развита на всю огромную (до 2250 м) мощность вадозной зоны до низов карбонатного комплекса. Спелеологические исследования показывают, что слабокарстующиеся прослои не играют никакой роли в задержании и распределении подземных вод и легко «пробиваются» тектоническими разрывами и развитыми по ним каналами. В пределах вадозной зоны подземные воды движутся преимущественно вертикально, достигая фреатической зоны практически под питающими площадями. Граница фреатической зоны (зоны полного обводнения) достигнута на отметке около 110 м выше уровня моря. Путь подземных вод от питающих площадей трога Ортобалаган к очагам разгрузки на побережье составляет 12—16 км и проходит по каналам фреатической зоны. Плановая структура глубоких пещер и общее направление стока демонстрируют доминирующий контроль развития карстовых систем разломными нарушениями, а не пликвативными дислокациями.

Выявленное столь низкое положение уровня фреатической зоны в высокогорной части массива дает удивительно малый как для горноскладчатых условий гидравлический градиент в 0,006—0,009. Это однозначно свидетельствует о высокой каналовой проницаемости (низком гидравлическом сопротивлении) в нынешней фреатической зоне на всем протяжении от долины Ортобалаган до источников на побережье (12—16 км). В нижней части Крубера крутонисходящие пещерные каналы пройдены с аквалангами до глубины —50 м под водой (до отметки около 60 м выше уровня моря). Буровыми скважинами в прибрежной полосе маломинерализованные карстовые воды вскрыты на больших глубинах ниже уровня моря (40—280, 500, 1750 и 2250 м; [2, 8]), что указывает на активную карстовую циркуляцию.

Наконец, по материалам глобального пакета высот суши и глубин моря SRTM30_Plus (NASA; [81]) на шельфе напротив Арабики автором выявлена крупная замкнутая субмаринная котловина шириной около 5 км, длиной около 9 км и максимальной глубиной около 380 м (см. рис. 2). Внутренний рельеф (замкнутого контура) котловины составляет 120 м, она отделена от континентального склона перемычкой на глубине около 260 м. Субмаринная котловина Арабики имеет крутые северный и восточный склоны (прилегающие к массиву) и пологие южный и юго-западный склоны. Источник Репроа, близлежащие мелководные очаги субмаринной разгрузки и глубокие очаги, зафиксированные грузинскими гидрогеологами, располагаются в бортах котловины. Очевидно, что происхождение такой котловины может быть только карстовым. Интересно, что субмаринная котловина Арабики располагается на простирании Калдахварского широтного разлома (см. рис. 2), который служит барражем для карстового стока соседнего к востоку Бзыбского массива и, возможно, проводит его часть к переуглубленной долине Бзыби с последующей субмаринной разгрузкой [3]. Переуглубление долины Бзыби достигало 130 м [17].

Совокупность приведенных данных невозможно объяснить, если предполагать развитие карстовых систем с привязкой к понижениям базиса карстования (уровня моря) в пределах плейстоценовых регрессий (по некоторым данным до —150 м). В связи с этим, автором была выдвинута гипотеза, что закарстованность нижних (прибрежных) и морских частей массива Арабика закладывалась под влиянием базиса дренирования, находившегося по меньшей мере на несколько сотен метров ниже современного [10], что могло иметь место в позднем мио-

цене, в период Мессинского кризиса. Ниже эта возможность оценивается с учетом новейших данных об отражении Мессинского кризиса солёности в Эвксинском бассейне.

Влияние колебаний уровня моря в позднем миоцене-плиоцене на развитие карста: Средиземноморский и Эвксинский бассейны

Мессинский кризис солёности в Средиземноморье. Мессинский кризис солёности (МКС), возникший в результате комбинации и взаимодействия геодинамических и климатических факторов и охвативший Средиземноморье в период 5,97—5,33 млн лет, был одним из важнейших событий геологической истории кайнозоя, оказавшим большое влияние на природные условия и процессы в прилегающих регионах. Масштабы изменений природных условий в Средиземноморье были выявлены и осознаны в период 60-х — начале 70-х годов прошлого столетия исследованиями морской геологии бассейна [43, 53, 58, 78 и др.]. Многочисленные исследования в последующие годы так и не привели к общепринятой интерпретации деталей, хронологии и условий реализации событийности МКС в масштабе всего бассейна (см. обзор в [74]). Основные трудности заключаются в отсутствии общей для бассейна детальной стратиграфической схемы (проблемы в датировке и корреляции местных подразделений ввиду скудности/отсутствия ископаемой фауны) и слабой изученности отложений МКС в глубоководных частях бассейна [62, 74].

Генерализованная для бассейна литостратиграфическая схема МКС включает три основных подразделения [37, 38, 74]: 1) интервал «Первичных Нижних Гипсов» (PLG; 5,97—5,6 млн лет), представленный мелководными эвапоритами, отложившимися в полуизолированных краевых бассейнах при сохраненной связи Средиземноморья с Атлантикой; 2) пиковый интервал («акмэ») с отложением солей и переотложением «нижних» гипсов (5,6—5,55 млн лет), вероятно связанный с гляциальными пиками и характеризующийся максимальным осушением и эрозией; 3) постэвапоритовый интервал Лаго Маре («Верхний гипс»; 5,55—5,33 млн лет), характеризуемый стратифицированными осадками с фаунистическими комплексами Паратетиса, отложившимися в солоноватой и пресноводной средах. Геофизическими исследованиями выявлены четкие сейсмические маркеры основных событий МСК, показывающие распространение эрозионных поверхностей от периферии к центральным частям Средиземноморского бассейна. Наиболее отчетливой и распространенной из них является т. н. «Мессинская эрозионная поверхность» (MES; ее продолжение в море называется «Margin Erosion Surface»), отвечающая кровле нижних гипсов и маркирующая кульминацию МСК и максимальное понижение уровня вод в Средиземноморье (5,6 млн лет). Хотя MES обычно трактовалась как поверхность субаэральной эрозии, новейшие исследования обосновывают ее диахронную и полигенетическую природу, включающую и процессы подводной эрозии [74 и ссылки в этой работе].

Заключительная стадия МКС, которой соответствует интервал Лаго Маре, завершилась т. н. «занклийским затоплением» и возвратом к полноценным и стабильным морским условиям во всем Средиземноморье [74]. Этот переход при-

нимается за нижнюю границу плиоцена (заклятия) и обычно интерпретируется как геологически мгновенное катастрофическое затопление бассейна, обусловленное разрушением Гибралтарского порога, хотя некоторыми авторами предложены сценарии ступенчатого повышения [29, 54, 61, 62].

Наиболее широко признаваемым и цитируемым общим сценарием МКС в Средиземноморском бассейне является его глубокое осушение с преобразованием в совокупность мелководных солеродных озер. Важнейшими аргументами в пользу модели глубоко осушенного мелководного бассейна являются многочисленные и широко распространенные в регионе свидетельства позднемiocеновой активизации флювиальной эрозии в бассейнах дренируемых рек, их масштабного переуглубления в прибрежных районах и на современном шельфе [29, 38, 61, 74, 79]. Об этом же свидетельствует выявление в прибрежных регионах многочисленных участков субаэрально закарстованных поверхностей, заполненных постмессинскими осадками карстовых полостей, карстовых каналов и источников на глубинах, существенно превышающих максимальное понижение уровня моря в плиоцене-плейстоцене (120—140 м), формирование которых контролировалось намного более глубокими дренирующими уровнями [27, 30, 31, 41, 42, 45, 62, 65, 66, 84]. Вместе с тем, наряду с многочисленными признаками мелководного накопления мессинских эвапоритов, имеются находки глубоководных осадков как непосредственно под и над ними, так и внутри эвапоритовой толщи [53, 78].

Амплитуда падения уровня моря в Средиземноморье в пиковый период МКС остается предметом дискуссий ввиду отсутствия надежных индикаторов палеоглубин. Для западной части бассейна, исходя из седиментологических характеристик отдельных пачек эвапоритов и распространения субаэральных эрозийных форм на континентальном склоне, предполагается понижение уровня до 1500 м и более [32, 34, 36, 38, 61, 78]. Однако ряд авторов дают иную интерпретацию ключевых эвапоритовых фаций и оспаривают столь масштабное снижение уровня вод [50, 63, 64, 73, 74, 76]. Для восточного Средиземноморья (бассейн Леванта) предлагалось понижение около 800 м [33, 35, 44].

Альтернативная «классической» парадигме трактовка палеогеографии Средиземноморья в период МКС предложена в работах [28, 75, 77], согласно которым бассейн оставался относительно глубоководным и сохранял затрудненную связь с океаном, возможно не только с Атлантикой, но и с Индийским морем через Красное море или Персидский залив. Каскадные потоки гиперсоленых плотных вод на склонах шельфа обуславливали подводную эрозию, возрастание солености и формирование глубоководных перенасыщенных рассолов в глубоководной части. Предполагается, что снижение уровня вод в Средиземноморье в период пика МКС не превышало 800 м [75], хотя некоторые авторы полагают, что оно оставалось в пределах 100 м [85]. Последнему, однако, противоречат данные о переуглублении речных долин в прибрежных частях континента (например, до 236 м ниже уровня моря (далее н.у.м) в среднем течении Роны [38]), развитии во многих районах субаэрально закарстованных поверхностей и карстовых систем на глубинах до 600 м ниже современного уровня Средиземного моря [27, 30, 31, 41, 42, 45, 62, 65, 66, 84], а также наличие на больших глубинах аллювиальных комплексов, перекрытых нижнеплиоценовыми глинами.

Переуглубление карстовых систем в прибрежных районах Средиземноморья

Значительное (на сотни метров) переуглубление речных долин в период МКС, которое во многих прибрежных районах Средиземноморья прослежено на расстояниях в десятки и даже сотни километров вглубь континента, является четким индикатором того, что снижение уровня вод в бассейне достигало по меньшей мере многих сотен метров [38]. Переуглубление долины Нила, относимое к мессинскому времени, прослеживается на 1200 км вглубь континента, аж до района Асуана [36].

Изменение положения базового уровня дренирования (нижних отметок экспонирования карстующихся толщ) оказывает сильное влияние на вертикальное развитие эпигенных карстовых систем, которые чутко реагируют на такое изменение. Понижение базового уровня вызывает возрастание гидравлических градиентов в массиве, проработку карстовых каналов на более низких отметках и соответствующее смещение источников, причем даже в относительно медленном карбонатном карсте такая перестройка структуры карстовой системы реализуется за несколько десятков тысяч лет. Повышение базового уровня вследствие повышения уровня моря и погребения эрозионных долин вызывает затопление нижних частей системы, реактивацию имеющихся более высоких ярусов каналов или проработку новых, и установление «переливной» разгрузки коллектора на новом базовом уровне. Таким образом, пространственная организация карстовых систем и распределение в них разных типов отложений содержат в себе уникальные архивы данных о тектонической и геоморфологической истории регионов, длительная сохранность которых обеспечивается высокой степенью защищенности от уничтожения поверхностными процессами.

Изучение карстовых систем в различных прибрежных районах Средиземноморья дало множество свидетельств таких изменений, указывающих на глубокое

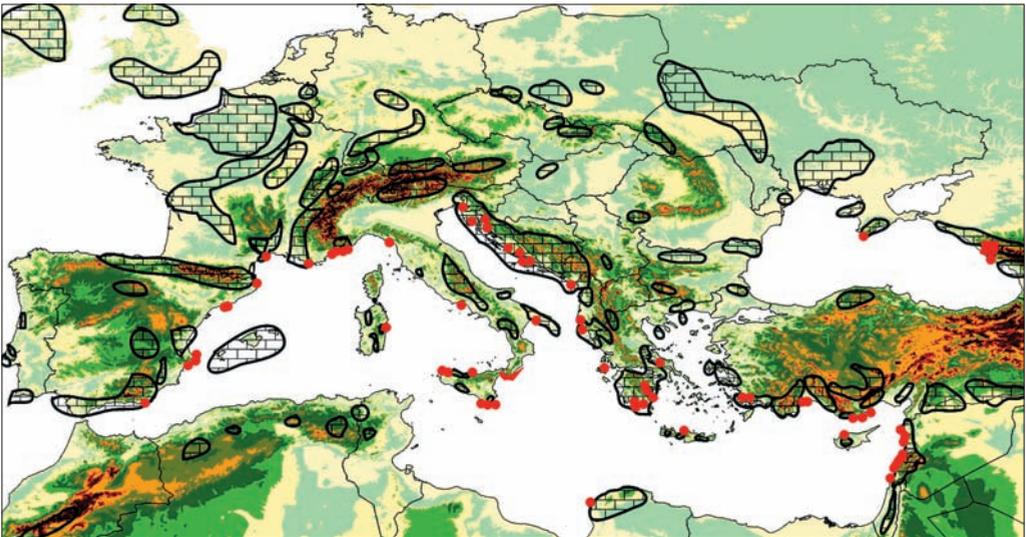


Рис. 4. Основные карстовые районы с прибрежными и субмаринными источниками в средиземноморском и черноморском регионах (по [31])

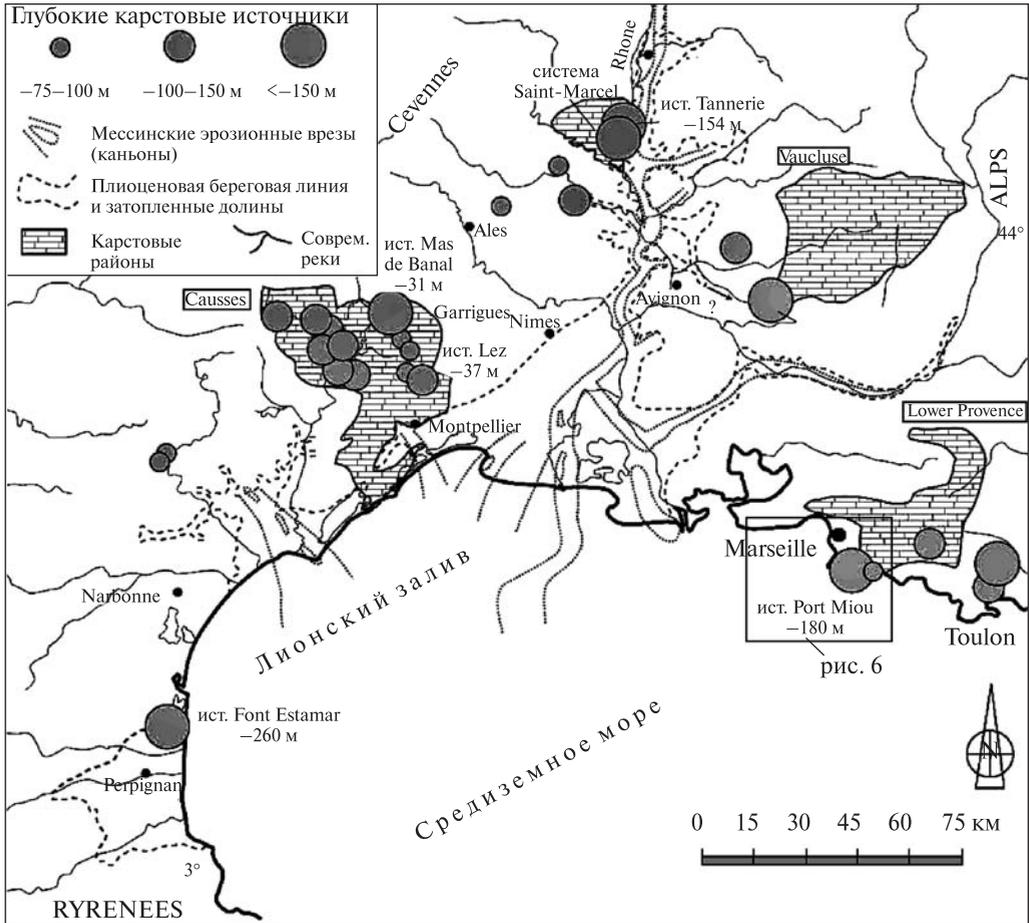


Рис. 5. Глубокие фреатические карстовые системы, мессинские каньоны и плиоценовые заливы на юге Франции. Цифрами у названий источников обозначены глубины (в метрах ниже современного уровня моря) до которых исследованы питающие системы обводненных карстовых каналов (по [27])

(на многие сотни метров) снижение базовых уровней (уровня вод в бассейне и тальвегов долин в прибрежных районах) в период МКС [27, 30, 31, 41, 42, 45, 62, 65, 66, 84]. Глубокое снижение базового уровня дренирования вызвало проработку карстовых каналов на отметках, намного более низких, чем отметки максимального падения уровня моря в плейстоцене. Затопление в начале плиоцена нижних (разгрузочных) сегментов прибрежных карстовых систем, развившихся под влиянием низкого положения уровня моря в пик кризиса, вызывало разные гидрогеологические следствия [31]. В некоторых районах разгрузочные сегменты были «запечатаны» занклийскими и более поздними плио-плейстоценовыми глинами, что приводило или к полной изоляции карстовых коллекторов от моря, или к подпору и разгрузке карстовых вод на более высоких отметках склонов. Там, где нижние сегменты карстовых систем перекрывались отложениями, затрудняющими фильтрацию, формировались напорные системы с субмариной разгрузкой, рассеянной на значительных площадях. В райо-

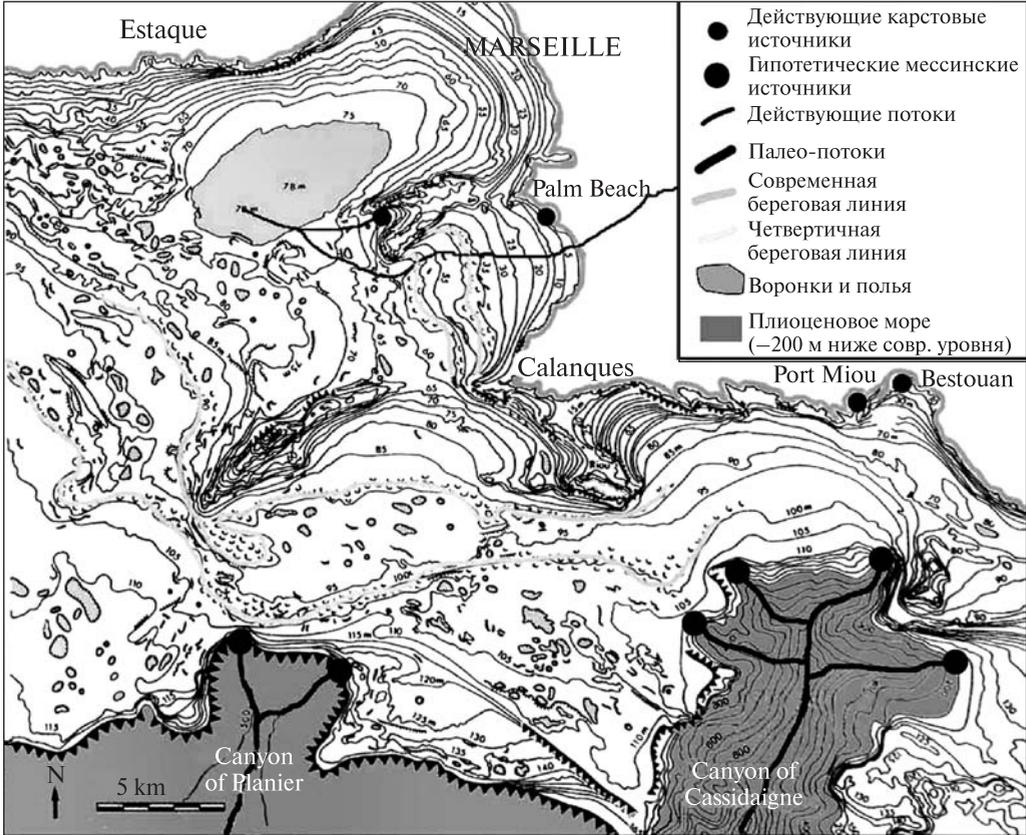


Рис. 6. Батиметрическая карта района Calanques в Лионском заливе. Положение границ района показано на рис. 5. Крупное карстовое плато с многочисленными замкнутыми депрессиями (воронками и полями) протягивается на шельфе до глубин 150 м. Каньоны с мешкообразными верховьями, врезанными в плато, уходят вниз по склону к абиссальной равнине (по [27])

нах, где постмессинский покров отсутствовал или был уничтожен последующими процессами, осуществляется интенсивная субмаринная разгрузка в виде концентрированных источников и, местами, внедрение морских вод в карстовые коллекторы [31]. Следует отметить, что в Средиземноморском бассейне отмечается наибольшее в мире сосредоточение очагов концентрированной субмаринной разгрузки (рис. 4), что указывает на специфичные для региона условия. Ниже приведен краткий обзор карстовых систем в Средиземноморье, формирование которых связано с МКС.

В расположенном на западном побережье Лионского залива источнике Font Estramar (средний расход $2,1 \text{ м}^3/\text{с}$, макс. $>15 \text{ м}^3/\text{с}$; расположение см. на рис. 5) система фреатических каналов исследована дайверами до глубины около 260 м ниже уровня моря (далее н.у.м) [41].

Система Port Miou (район Марселя; рис. 5) включает субмаринный источник в скальном обрыве на глубине 12 м н.у.м с расходом $2\text{--}5 \text{ м}^3/\text{с}$ и систему крупных питающих его карстовых каналов [27]. Основной канал простирается на глубинах 10–30 м на расстояние около 2,2 км от источника, где соединяется с вертикальной шахтой, уходящей на глубину свыше 180 м н.у.м. Рядом на шель-

фе выявлено затопленное плато на глубинах до 150 м (рис. 6) с типичным ландшафтом областей питания открытого карста с доминированием замкнутых депрессий (воронки, поля). Плато взрезано до глубины около 280 м н.у.м. каньонами, имеющими мешкообразные верхние замыкания (типичные для поверхностных карстовых ландшафтов; см. рис. 6), не связанными с долинами на континенте и прослеженными вниз до абиссальной равнины (глубин около 1000 м). Каньон Cassidaigne был образован выходом во время МКС подземной палео-реки системы Port Miou, ныне разгружающейся через верхние сегменты [27]. Каньон Planier связан с выходом другой подобной карстовой системы.

Карстовая система Saint-Marcel в средней части бассейна р. Роны (см. рис. 5), имеет протяженность >45 км и трехъярусное строение. Нижний обводненный ярус, достигающий в глубину отметки 10 м н.у.м, сформирован в период глубокого вреза долин Роны и Ардеш в позднем миоцене. Верхние уровни сформировались позднее, в ответ на более высокие положения базового уровня, заполнение осадками переуглубленной долины и блокирование нижних разгрузочных сегментов [66], что вызвало формирование «восходящих» шахт к постмиоценовым базовым уровням. В бассейне Роны имеется ряд других карстовых систем (см. рис. 5), которые уходят значительно ниже уровня моря (–54 м в источнике Tannerie, –98 м в источнике Pont; [66]). Крупнейший источник Воклюз (расход 5–150 м³/с), ныне функционирующий в восходящем режиме, представляет собой шахту, исследованную до глубины 310 м ниже уровня озера (224 м н.у.м). Шахта была сформирована в вадозных условиях и соединялась с подземной палео-рекой, дренируемой глубокой долиной мессинского времени [27].

Субмаринные источники в районе Chekka (Ливан) выходят на глубинах до 150 м н.у.м., однако глубина формирования нижних сегментов карстовых систем до местных плио-плейстоценовых поднятий оценена в более 500 м [31]. На глубинах свыше 200 м разгружается карстовая система в районе Banyias (Сирия) [30]. В районе Almygos Negaklion на о. Крит (Греция) отмечена интрузия морских вод через карстовые каналы на глубине около 500 м н.у.м [45]. На побережье Турции карстовые каналы вскрыты бурением на глубине около 600 м [41].

Снижение уровня моря в позднем миоцене-плиоцене в Эвксинском бассейне

Отражение Мессинского кризиса солености в Восточном Паратетисе является одной из важнейших проблем палеогеографии и палеоэкологии региона. В позднем миоцене Восточный Паратетис состоял из Дакийского, Эвксинского и Каспийского бассейнов. Корреляция региоярусов Средиземноморья и Восточного Паратетиса в этот период остается предметом значительных разногласий. На рис. 7 приведено сопоставление Средиземноморской шкалы со схемами разных исследователей. В большинстве схем МКС соответствует средней-верхней частям понта, а в схеме [59] стадии М2 и М3 МКС соотносятся с низами киммерия. В схемах украинских исследователей верхняя граница понта располагается на уровнях 6,3–6,7 млн лет, а МКС целиком находится в киммерии [23, 24, 48].

Выявлению временных рамок, характера и масштабов событий периода МКС в Восточном Паратетисе, в частности предполагаемой значительной рег-

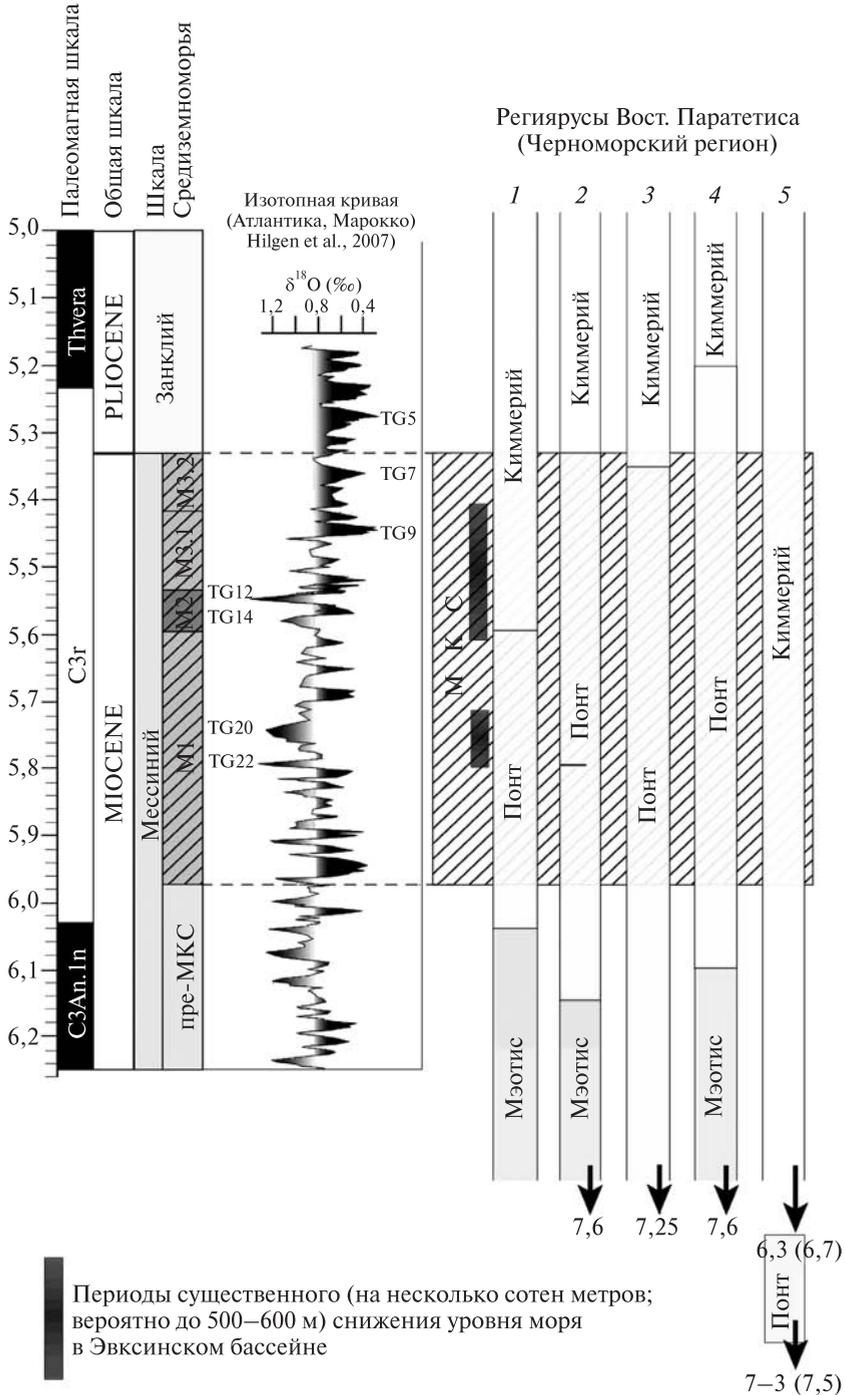


Рис. 7. Положение Мессинского кризиса солёности в различных схемах регионарусов Восточного Паратетиса. Левая часть рисунка (ярусы Средиземноморья) взята из [59]. Схемы для Восточного Паратетиса: 1 — по [59]; 2 — по Трубишину, 1996 (в [70]); 3 — по [16]; 4 — по [19 и 71]; 5 — по [23, 24, 48]. В пределах МКС обозначены интервалы, в которых предполагается существенное (на несколько сотен метров; до 500–600 м) снижение уровня моря ([20, 57, 59, 72, 82, 86])

рессии, посвящено множество работ. Особая интрига в этой проблеме возникла после 1975 г. в связи с обнаружением в скв. 380 А и 381 проекта глубокого морского бурения (DSDP) горизонта мелководных обломочных и карбонатных отложений на глубине 875 м ниже дна моря (>1700 м ниже современного уровня моря), названного «галечной брекчией» («Pebbly Breccia»; unit IVd). Эта находка послужила основой сценария очень глубокого (>1600 м) снижения уровня моря в Эвксинском бассейне, сопоставленного с пиком МКС в Средиземноморье [52], вызвавшего широкое обсуждение и обильно цитируемого в последующие годы. Аргументация в пользу этого сценария была усилена последующими сейсмическими и палеоэкологическими исследованиями [46, 47, 67, 68].

Новейшими публикациями такая интерпретация данных скважин DSDP подвергнута серьезным сомнениям, как в части возрастной привязки пачки IVd, так и автохтонности мио-плиоценовых отложений в этом месте. Во-первых, установлено, что возраст «галечной брекчии» не соответствует МКС и является более древним [49, 86]. Во-вторых, реинтерпретация разрезов скв. 380 и 381 DSDP в контексте анализа современных сейсмических данных высокого разрешения [82, 83] привела к выводу об аллохтонной природе пород ключевых интервалов, которые использовались для обоснования глубокого снижения уровня вод в бассейне в период МКС. Анализ сейсмоданных такого класса по площадям шельфа и континентального склона румынской части бассейна [57] выявил характерные структуры в основании склона, образованные смещением по кровле майкопа крупных блоков миоценовых отложений, а также выработанную по ним эрозионную поверхность, сопоставимую с MES Средиземноморья (рис. 8). Эта поверхность, зафиксированная осадками верхнего понта, отражает морфологию субаэральной эрозионной поверхности в верхней части склона и на внешнем шельфе.

В работе [86], на основе новых магнитостратиграфических данных, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования, наннофосилий и диатом, дана детальная возрастная привязка мио-плиоценовых отложений скв. 380 DSDP и их корреляция с событиями МСК Средиземноморья и черноморского побережья (Тамань). Подтверждено, что горизонт «гравийных брекчий» IVd имеет возраст, предшествующий началу МСК, а в вышележащих осадках выявлены индикаторы высокого положения уровня вод в период 6,0—5,6 млн лет, низкого положения уровня в период 5,6—5,4 млн лет и высокого положения уровня в период 5,4—5,0 млн лет и позднее, что сопоставлено с соответствующими событиями Средиземноморья.

По результатам комплексного анализа понтических осадков Таманского полуострова, включающего астрономическую калибровку магнитных характеристик [72], выявлены сигналы, указывающие на снижение уровня бассейна в период 5,6—5,46 млн лет (что в значительной мере совпадает с данными по скв. 380 работы [86]), а также в периоды гляциальных максимумов TG22 и TG20 (5,79—5,75 млн лет).

В трактовке глубины осушения Эвксинского бассейна в период МКС большую роль играет интерпретация данных сейсмического профилирования, которыми выявляются эрозионные поверхности. Ранние исследования, выявившие в Черном море сопоставляемую с МКС эрозионную поверхность [60, 46, 47] базировались на ограниченном количестве данных относительно низкого качества. За последние 20 лет появилось множество данных по различным частям бас-

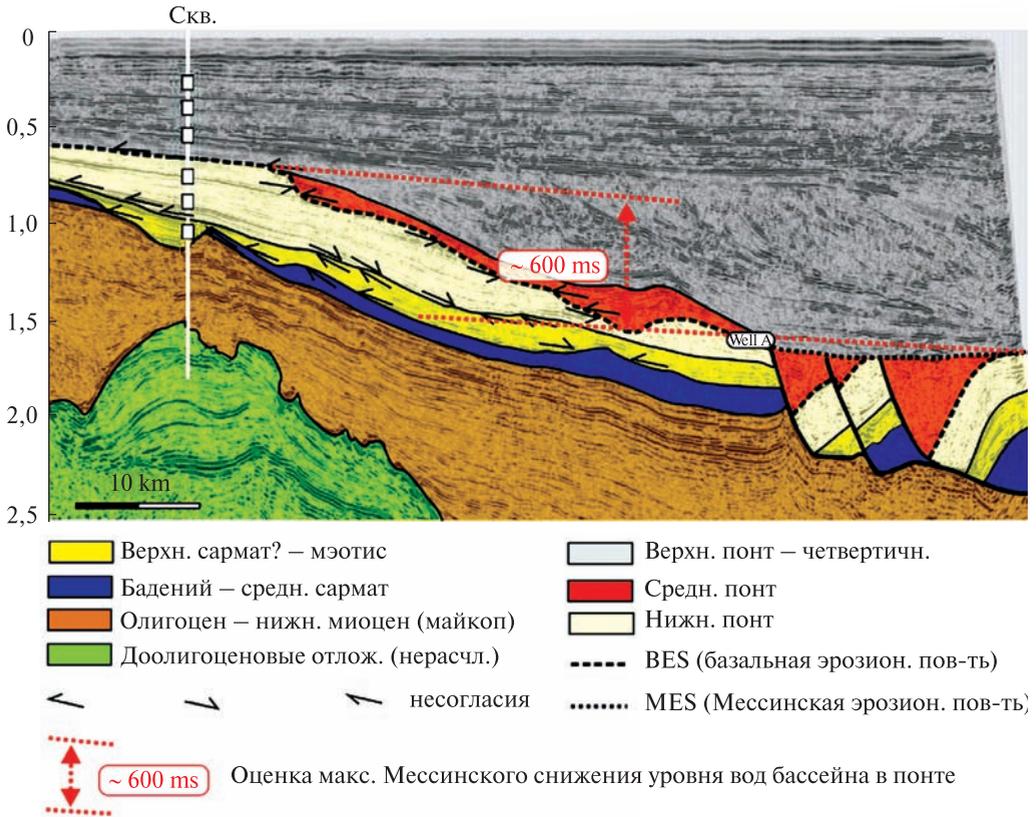


Рис. 8. Интерпретированный сейсмопрофиль, иллюстрирующий строение континентального склона Румынии и положение эрозионных поверхностей, связанных со снижением уровня вод бассейна во время понта. Нижнепонтический склон эродирован с формированием БЕС, которая прослеживается на глубину 500–600 м от бровки шельфа и зафиксирована отложениями среднего понта. В нижних частях склона развиты блоково-оползневые структуры с фрагментами деформированной БЕС, срезанные Мессинской эрозионной поверхностью (МЕС) и перекрытые верхнепонтическими осадками (по [57])

сейна, отвечающих современным промышленным стандартам (в т. ч. 3 D) и позволяющих более детальную расшифровку и интерпретацию. Их анализ [82] выявляет не единую широко распространенную выраженную эрозионную поверхность (как МЕС в Средиземноморье), а множественные и фрагментированные поверхности, которые связываются с несколькими периодами падения уровня моря, в том числе и предшествовавшими МКС (такими как позднесарматским и внутрисарматским; [20, 49]). Фрагментация некоторых поверхностей также связана с гравитационным смещением крупных блоков в нижних частях склонов. Интерпретация новых сейсмоданных по внешнему шельфу и континентальному склону румынской части позволила оценить величину снижения уровня вод в послераннепонтическое время в примерно 600 м [57] (см. рис. 7).

В работе [40] выполнена количественная оценка снижения уровня бассейнов Восточного Паратетиса на основе гидрологического моделирования, согласно которой в период пика МКС, снижение в Эвксинском бассейне было более значительным, чем в Каспийском, однако оно не могло достигнуть 1000 м.

Попов и др. [20] реконструировали историю колебаний уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса на протяжении олигоцена и неогена на основе прослеживания фаций и древних береговых линий, врезов речных долин и изучения сейсмопрофилей. Значительное падение уровня моря (на 200—300 м) отмечено в конце сармата, когда частично осушившийся шельф был прорезан глубокими долинами. Погребенная система русел палео-Дона этого времени прослежена на 150 км от современного устья. Следующий врез палео-Дона произошел в послераннепонтическое время, с которым также связывается формирование глубоких (до 400—500 м) погребенных долин на Тимашевской ступени, прорезающих отложения миоцена до карагана и заполненных континентальными и лагунными осадками позднепонтического возраста. На этом основании предполагается, что падение уровня моря в середине понта могло превышать 500 м. Континентальный перерыв в осадконакоплении, появление наземных гастропод фиксируются в Таманском прогибе [20].

Свидетельства большого масштаба регрессии в середине понта установлены [22] в юго-восточной части Керченского полуострова, где в верхах нижнего понта обнаружены горизонты палеопочв, а также в разрезе мыса Тузла, где выявлено залегание портаферских слоев на глинах верхнего мэотиса со стратиграфическим несогласием.

Таким образом, выводы многочисленных исследований, сделанных на основе разнообразных данных и методов, в основном сходятся в том, что в Эвксинском бассейне имело место существенное снижение уровня вод в период около 5,6—5,4 млн лет, максимум которого, по-видимому, соответствовал гляциальным пикам TG 12 и TG 14 и пику МКС (интервал М 2). Оценки величины этого снижения, однако, сильно различаются — от 1600 и более метров [52, 67] до менее 100 м [87]. Большинство новейших работ оценивают его величинами в несколько сотен метров, до 500—600 м [20, 57, 82, 83], что представляется наиболее обоснованным с учетом данных по распространению соответствующих этому времени переуглублений эрозионных долин на склонах, шельфе и вглубь континента [20]. Имеются также указания на снижение в период гляциальных пиков TG 22 и TG 20 (5,79—5,75 млн лет; [22]).

Роль позднемиоценовой регрессии Эвксинского бассейна в формировании карстовых систем массива Арабика

Модель эволюции карстовых систем массива Арабика должна объяснять причины и условия формирования высокой каналовой проницаемости в прибрежной зоне и акватории на глубинах, существенно превышающих диапазон колебаний уровня моря в плейстоцене (120—150 м), а также предпосылки преимущественно вертикального развития пещерных систем в высокогорной части до больших глубин (т. е. — предпосылки глубокого положения там уровня подземных вод).

Для формирования в прибрежных карстовых массивах каналов на глубоких уровнях необходимо соответствующее низкое положение базового уровня дренирования — уровня моря. Предполагаемое [20] снижение уровня моря в конце сармата, возможно, обусловило некоторое развитие карста, если карбонатная толща получила достаточную обнаженность в низкогорном рельефе прибреж-

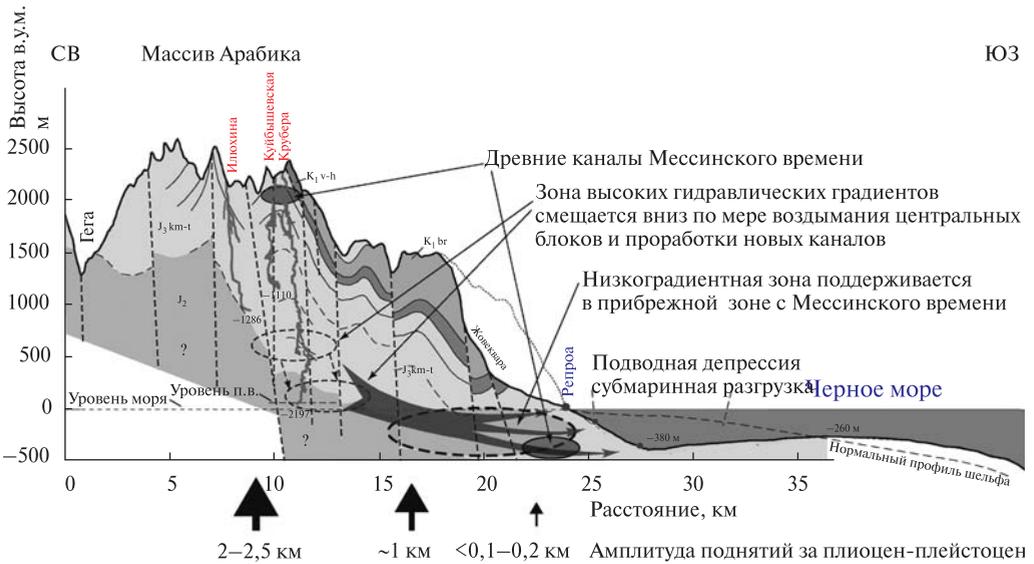


Рис. 9. Схематический профиль массива Арабика и замкнутой субмаринной котловины на шельфе и эволюция карстовых систем с позднемiocенового времени (по [10], с изменениями)

ной зоны того времени. Наиболее вероятно, что существенная проработка каналовых систем в полосе нынешнего побережья и шельфа осуществилась в период глубокого (до 500—600 м) снижения уровня вод бассейна в период 5,6—5,4 млн лет, ранняя часть которого соответствует пику МКС. Этому времени непосредственно предшествовали интенсивные дислокации прибрежных массивов, связанные с воздыманием Главного Кавказского хребта (аттическая фаза неотектонического этапа; [1]). На экспонированной поверхности нынешнего шельфа могла сформироваться крупная котловина, как часть аппарата питания карстовых систем.

Заложенные в мессинское время карстовые каналы в шельфе продолжали свое развитие и при последующем повышении уровня моря, но уже исключительно как разгрузочные сегменты карстовых систем растущего массива Арабика (рис. 9). Активное воздымание массива в плиоцене-плейстоцене происходило дифференцированно по блокам-зонам субкавказского простираия, причем в прибрежной зоне оно было минимальным. За счет преимущественного воздымания более удаленных блоков, особенно интенсивного в плейстоцене, на их границе происходил разрыв гидравлической связности мессинских карстовых систем с образованием высокоградиентной зоны. Наличие каналовых систем (высокой проницаемости) мессинского времени в низких прибрежной и субмаринной полосах «отодвигало» область высокого гидравлического градиента под центральную часть массива, что обуславливало интенсивную проработку новых каналовых элементов через высокоградиентную зону, смещение верхней границы фреатической зоны вниз и наращивание мощности вадозной зоны в высокогорных частях массива (рис. 9). Таким образом создавалась огромная вертикальная амплитуда карстовой гидросистемы, а ее гидравлическая целостность — от высоких областей питания до прибрежной и субмаринной зон разгрузки — постоянно восстанавливалась после очередных пульсов поднятий.

Неоднократные понижения уровня Черного моря происходили в последующее время. Помимо плейстоценовых колебаний, в работе [20], с опорой на сейсмоданные, указывается на резкие колебания уровня в киммерии (не менее четырех циклов с амплитудой до 150 м) с падением в предкулябническое время на 100—200 м. В плейстоцене также происходили неоднократные регрессии [5, 6] с максимумами –100...–110 м, а по некоторым данным до –150 м [17].

Следует подчеркнуть, что большая глубина вадозной зоны в передовых участках высокогорного массива была достигнута уже в среднем плейстоцене. Об этом свидетельствуют датировки по ^{230}Th натеков из глубоких частей пещеры Крубера на отметках 626—246 м выше уровня моря, показавшие возраст более 200 тыс. лет (макс. 276 тыс. лет; $\pm 7,6$ тыс. лет) [14], что является верхним пределом возможного времени формирования этих каналов и их вывода в вадозную зону.

Реликтами древних фреатических каналов мессинского времени в высокогорной части массива могут быть фрагменты древних галерей в верхних частях пещерной системы Арабикской, в интервале абсолютных высот 1910—2020 м н.у.м. Относительная древность этих реликтовых каналов подтверждается большим возрастом натечных отложений [14], превышающим лимит датирования по ^{230}Th (>500 тыс. лет). Подобные галереи в пещере Крубера («Некуйбышевская» ветвь) в интервале абсолютных высот 1240—1200 м и 1150—980 м, ныне пересекаемые субвертикальными вадозными шахтами, по-видимому, отражают значительные периоды относительного покоя на фоне плейстоценовых поднятий.

Выводы

Открытие глубочайших в мире пещер на массиве Арабика (именно тут расположены две пещеры на планете, имеющие глубину свыше 2 км) не случайно, для их формирования тут существовали уникальные геолого-гидрогеологические и эволюционные предпосылки. Раннюю эволюцию карста и пещер Западного Кавказа (кроме Арабики, также Сочинского региона) необходимо рассматривать с позиций гораздо более низкого, чем современный, положения базиса дренирования. Уникальное сосредоточение на массиве Арабика сверхглубоких пещер, наряду с особенностями гидрогеологии массива (огромная мощность вадозной зоны, активная каналовая циркуляция на больших глубинах, наличие низкоградиентной высокопроницаемой зоны в прибрежной зоне и субмаринной разгрузки в море, доказанная связь прибрежных и субмаринных источников с областью питания в высокогорной части) образуют независимую линию свидетельства глубокого (по меньшей мере, несколько сотен метров) снижения уровня моря в прошлом. Этим подтверждаются выводы новейших исследований, указывающих на то, что во время Мессинского кризиса солёности в Эвксинском бассейне имело место снижение уровня вод до 500—600 м.

Таким образом, исследования глубочайших пещер массива Арабика имеют большое значение для выявления важнейших событий палеогеографии черноморского региона.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Астахов Н.Е. Структурная геоморфология Грузии. Тбилиси: Мецниереба, 1973. 224 с.
2. Буачидзе И.М., Мелива А.М. К вопросу разгрузки подземных вод в Черное море в районе г. Гагра. Тр. н-и лаб. гидрогеологии и инж. геол. Груз. политехн. ин-та. 1967. № 3. С. 33—39.

3. Вахрушев Б.А., Дублянский В.Н., Амеличев Г.Н. Карст. Бзыбского хребта. Западный Кавказ. М.: РУДН. 2001. 166 с.
4. Гвоздецкий Н.А. Кавказ. М.: Гос. Изд-во геогр. лит. 1963. 262 с.
5. Гожик П.Ф. Регрессивные этапы в позднекайнозойской истории Черного моря и их отражение в развитии гидросети. *Изучение геологической истории и процессов современного осадкообразования Черного и Балтийского морей*. Труды международного симпозиума. Ч. 1. Киев: Наук. думка. 1984.
6. Гожик П.Ф., Маслун Н.В., Ключина Г.В., Іванік О.М. Стратиграфія четвертинних відкладів Азово-Чорноморського регіону. *Геол. та кор. коп. Світового океану*. 2016. № 4(46). С. 5—39.
7. Кикнадзе Т.З. Карст массива Арабика. Тбилиси: Мецниереба. 1972. 245 с.
8. Кикнадзе Т.З. Геология, гидрогеология и активность известнякового карста. Тбилиси: Мецниереба. 1979. 230 с.
9. Климчук А.В. 1990. Карстовые водоносные системы массива Арабика. *Пещеры. Проблемы изучения*. Межвуз. сб. научн. трудов. Пермь: Пермск. ун-т. С. 6—16.
10. Климчук А. 2006. Глубочайшая пещера на Арабике и эволюция Черного моря. *Свет. вестн. укр. спелеологической ассоц.* 2006. № 2(31). С. 33—36.
11. Климчук А.Б., Касьян Ю.М. Распределение температуры в карстовых системах: данные по глубоким пещерам массива Арабика. *Геол. журн.* 2006. № 1. С. 108—115.
12. Климчук А.Б., Рогожников В.Я. О влиянии позднечетвертичного оледенения на карста массива Арабика, Кавказ. *Известия Всес. геогр. об-ва*. 1984. 116, № 2. С. 112—119.
13. Климчук А.Б., Самохин Г.В., Касьян Ю.М. Глубочайшая пещера Мира на массиве Арабика (Западный Кавказ) и ее гидрогеологическое и палеогеографическое значение. *Спелеология и карстология*. № 1. 2008. С. 100—104.
14. Климчук А.Б., Самохин Г.В., Чен Х., Эдвардс Л. Датирование натечных отложений из глубоких частей глубочайшей пещеры мира — Крубера (массив Арабика, Западный Кавказ). *Спелеология и карстология*. 2008. № 1. С. 105—108.
15. Когошвили Л.В. О развитии неотектогенного рельефа Грузии. Тбилиси: Мецниереба. 1976. 307 с.
16. Невеская Л.А., Коваленко Е.И., Белуженко Е.В. и др. Объяснительная записка к унифицированной региональной стратиграфической схеме неогеновых отложений Южных регионов Европейской части России. Москва: Палеонтологический ин-т РАН. 2004. 83 с.
17. Островский А.Б. О строении переуглубленных речных долин на Черноморском побережье Кавказа. *Докл. АН СССР*. 1966. 167, № 6. С. 13—62.
18. Островский А.Б. О прогрессирующей интенсификации основных экзогенных и эндогенных геологических процессов в позднем плиоцене-плейстоцене. *Четверт. геол. и геоморф. Дистанционное зондирование*. М.: Наука. 1980. С. 68—72.
19. Попов С.В., Ахметьев М.А., Головина Л.А. и др. Региоярусная стратиграфическая шкала неогена юга России: состояние и перспективы обустройства. М.: ГИН РАН. 2013. С. 356—359.
20. Попов С.В., Антипов М.П., Застрожнов А.С., Курина Е.Е., Пинчук Т.Н. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене-неогене. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2010. 18, № 2. С. 99—124.
21. Региональная геоморфология Кавказа. Под ред. Н.В. Думитрашко. М.: Наука. 1979. 194 с.
22. Ростовцева, Ю.В. 2012. Седиментогенез в бассейнах среднего и позднего миоцена Восточного Паратетиса (стратотипический Керченско-Таманский регион). Автореф. дисс. докт. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 50 с.
23. Семененко В.Н., Андреева-Григоревич А.С., Маслун Н.В., Люльева С.А. Прямая корреляция неогена Восточного Паратетиса с международной океанической шкалой по планктонным микрофоссилиям. *Геол. журн.* 2009. № 4. С. 9—27.
24. Семененко В.Н., Люльева С.А. Глобальный маркер границы миоцена-плиоцена *Segatolithus acutus* (наннопланктон) в Черноморском бассейне. *Геол. журн.* 2006. № 2—3. С. 150—159.
25. Холодов В. Н., Недумов Р. И. Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. Наука. 1981.
26. Юровский Ю.Г. Этюды о воде. Симферополь: ИТ «АРИАЛ». 2014. 112 с.

27. Audra P., Mocochain L., Camus H. et al. The effect of the Messinian Deep Stage on karst development around the Mediterranean Sea. Examples from Southern France. *Geodinamica Acta*. 2004. 17. P. 389—400.
28. Bache F., Gargani J., Suc J.-P. et al. Messinian evaporite deposition during sea level rise in the Gulf of Lions (Western Mediterranean). *Marine and Petroleum Geology*. 2015. 66. P. 262—277.
29. Bache F., Popescu S.-M., Rabineau M. et al. A two-step process for the reflooding of the Mediterranean after the Messinian Salinity Crisis. *Basin Research*. 2012. 24. P. 125—153.
30. Bakalowicz M., El-Hajj A., El Hakim M. et al. Hydrogeological settings of karst submarine springs and aquifers of the Levantine coast (Syria, Lebanon). Towards their sustainable exploitation. In: Pulido Bosch A., Lopez Geta J.A., Ramos Gonzalez G. (eds). TIAC'07. *Coastal Aquifers: Challenges and Solutions. Hidrogeologia y aguas subterrneas*. 2007. Almeria, Spain: IGME. 23. P. 721—732.
31. Bakalowicz M. Karst at depth below the sea level around the Mediterranean due to the Messinian crisis of salinity. Hydrogeological consequences and issues. *Geol. Belgica*. 2014. № 17. P. 96—101.
32. Barber P.M. Messinian subaerial erosion of the proto-Nile delta. *Marine Geology*. 1981. № 4. P. 253—272.
33. Bertoni C., Cartwright J.A. Major erosion at the end of the Messinian salinity crisis: evidence from the Levant Basin, eastern Mediterranean. *Basin Research*. 2007. 1№ 9. P. 1—18.
34. Blanc P.-L. The opening of the Plio-Quaternary Gibraltar Strait: assessing the size of a cataclysm. *Geodinamica Acta*. 2002. № 15. 303—317.
35. Cartwright J.A., Jackson M.P.A. Initiation of gravitational collapse of an evaporite basin margin: the Messinian saline giant, Levant Basin, eastern Mediterranean. *Bull. Geol. Soc. Am*. 2008. № 120. P. 399—413.
36. Chumakov I.S. Pliocene and Pleistocene deposits of the Nile valley in Nubia and upper Egypt. In: Ryan F.W.B., Hsü K.J. et al. (eds.). *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 13. Washington, DC: United States Government Printing Office. 1973. P. 1242—1243.
37. CIESM. The Messinian Salinity Crisis from Mega-deposits to Microbiology — A Consensus Report. (F.Briand, ed.). CIESM Workshop Monographs. Monaco. 2008.
38. Clauzon G. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du «Desiccated deep-basin model (Hsu, Cita, Ryan, 1973)». *Bull. Soc. Géol. Fr*. 1982. № 24. P. 597—610.
39. Clauzon G., Suc J.-P., Gautier F. et al. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis, controversy resolved? *Geology*. 1996. № 24. P. 363—366.
40. de la Vara A., van Baak C.G.C., Marzocchi A. et al. Quantitative analysis of Paratethys sea level change during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*. 2016. № 379. P. 39—51.
41. Dörfliger N., Fleury P., Bakalowicz M. et al. Specificities of coastal karst aquifers with the hydrogeological characterisation of submarine springs — overview of various examples in the Mediterranean basin. In: *Sustainability of the Karst Environment — Dinaric Karst and Other Karst Regions*. Paris: UNESCO. 2010. P. 41—48.
42. Doerfliger N., Ladouche B., Bakalowicz M. et al. Étude du pourtour est de l'Étang de Thau, phase II. Synthèse générale (Vol. 4). *Public report BRGM RP-50789-FR*. 2001.
43. Drooger C.W. (Ed.). *Messinian Events in the Mediterranean*. Amsterdam: North-Holland Publ. Co. 1973. 272 p.
44. Druckman Y., Buchbinder B., Martinotti G.M. et al. The buried Afik Canyon (easternMediterranean, Israel): a case study of a Tertiary submarine canyon exposed in Late Messinian times. *Marine Geology*. 1995. № 123. P. 167—185.
45. Fleury P., Bakalowicz M., de Marsily G. Submarine springs and coastal karst aquifers: *A review. Journal of Hydrol*. 2007. № 339. P. 79—92.
46. Gillet H., Gilles L., Renault J.-P., Dinu C. La stratigraphie oligo-miocène et la surface d'érosion messinienne en mer Noire, stratigraphie sismique haute résolution. *Geoscience*. 2003. № 335. P. 907—916.
47. Gillet H., Lericolais G., Rehault J.-P. Messinian event in the Black Sea: Evidence of a Messinian erosional surface. *Marine Geology*. 2007. № 244. P. 142—165.
48. Gozhyk P., Semenenko V., Andreeva-Grigorovich A., Maslun N. The correlation of the Neogene of central and Eastern Paratethys segments of Ukraine with the international stratigraphic chart based on planktonic microfossils. *Geol. Carpathica*. 2015. 66 (3). P. 235—244.

49. Grothe A., Sangiorgi F., Mulders Y.R. et al. Black Sea desiccation during the Messinian Salinity Crisis: fact or fiction? *Geology*. 2014. 42 (7). P. 563—566.
50. Hardie L.A., Lowenstein T.K. Did the Mediterranean Sea dry out during the Mio- cene? A reassessment of the evaporite evidence from DSDP Legs 13 and 42A cores. *Journal of Sedimentary Research*. 2004. № 74. P. 453—461.
51. Hsü K.J. Origin of Saline Giants: a critical review after the discovery of the Mediterranean evaporite. *Earth-Science Reviews*. 1972. № 8. P. 371—396.
52. Hsü K.J., Giovanoli F. Messinian event in the Black Sea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 1979. № 29. P. 75—93.
53. Hsü K. J., Ryan W.B.F., Cita M. B. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*. 1973. № 242. P. 240—244.
54. Just J., Hübscher C., Betzler C. et al. Erosion of continental margins in the Western Mediterranean due to sea-level stagnancy during the Messinian Salinity Crisis. *Geo-Marine Letters*. 2011. № 31. P. 51—64.
55. Klimchouk A. Krubera (Voronja) Cave. In: White W.B., Culver D.C. (eds.). *Encyclopedia of Caves*. Chennai: Academic Press. 2012. P. 443—450.
56. Klimchouk A.B., Jabloková N.L. Evidence of hydrological significance of epikarstic zone from study of oxygen isotope composition of water, Arabika massif, Western Caucasus. *Proc. of the 10 Int. Congress of Speleology*. Vol.III. Budapest. 1990. P. 800—801.
57. Krezsek C., Schleder Z., Bega Z. et al. The Messinian sea-level fall in the western Black Sea: small or large? Insights from offshore Romania. *Petroleum Geosci*. 2016. № 22. P. 392—399.
58. Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I. et al. Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature*. 1999. № 400. P. 652—655.
59. Krijgsman W., Stoica M., Vasiliev I., Popov, V.V. Rise and fall of the Paratethys Sea during the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*. 2010. 290. P. 183—191.
60. Letouzey J., Gonnard R., Montadert L., et al. Black Sea: geological setting and recent deposit distribution from seismic reflection data. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.* 42. 1978. P. 1077—1084.
61. Lofi J., Gorini C., Berné S. et al. Erosional processes and paleo-environmental changes in the Western Gulf of Lions (SW France) during the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*. 2005. № 217. P. 1—30.
62. Lofi J., Sage F., Déverchère J. Et al. Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis. *Bulletin Société Géologique de France*. 2011. № 182. P. 163—180.
63. Manzi V., Lugli S., Ricci Lucchi F., Roveri M. Deep-water clastic evaporites deposition in the Messinian Adriatic foredeep (northern Apennines, Italy): did the Mediterranean ever dry out? *Sedimentology*. 2005. № 52. P. 875—902.
64. Martinez del Olmo, W. Yesos demargen y turbiditicos en el Messiniense del Golfo de Valencia: Una desecacion imposible. *Revista de la Sociedad Geológica de Espana*. 1996. № 9. P. 67—116.
65. Mocochain L., Audra P., Clauzon G. et al. The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: Example of the Lower Ard?che river (mid Rh?ne valley). *Geomorphology*. 2009. № 106. P. 46—61.
66. Mocochain L., Clauzon G., Bigot J., Brunet P. Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene?: evidence from the Ard?che and Rhône Valley systems canyons, Southern France. *Sedimentary Geology*. 2006. 188—189. P. 219—233.
67. Munteanu I., Matenco L., Dinu C., Cloetingh S. Effects of large sea-level variations in connected basins: the Dacian — Black Sea system of the Eastern Paratethys. *Basin Research*. 2012. № 24. P. 583—597.
68. Popescu S.-M. Late Miocene and early Pliocene environments in the southwestern Black Sea region from high-resolution palynology of DSDP Site 380A (Leg 42B). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2010. № 238. P. 64—77.
69. Popov S.V., Ilyina L.B., Paramonova N.P. et al. Lithological paleogeographic maps of Paratethys. Courer Forschungsinstitut Senckenberg. 2004. Bd. 250. P. 1—46.

70. Popov S.V., Goncharova I.A., Kozyrenko T.F. et al. Neogene Stratigraphy and Palaeontology of the Taman and Kerch Peninsulas (Excursion Guidebook). Moscow: Palaeontological Institute RAS. 1996. 32 p.
71. Radionova E.P., Golovina L.A., Filippova N.Y. et al. Middle—Upper Miocene stratigraphy of the Taman Peninsula, Eastern Paratethys. *Cent. Eur. J. Geosci.* 2012. 4(1). P. 188—204.
72. Rostovtseva Y. V., Rybkina A.I. The Messinian event in the Paratethys: Astronomical tuning of the Black Sea Pontian. *Marine and Petroleum Geology.* 2017. № 80. P. 321—332.
73. Roveri M., Bassetti M.A., Ricci Lucchi F. The Mediterranean Messinian Salinity Crisis: an Apennine foredeep perspective. *Sedimentary Geology.* 2001. 140. P. 201—214.
74. Roveri M., Flecker R., Krijgsman W. et al. The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences. *Marine Geology.* 2014. № 352. P. 25—58.
75. Roveri M., Gennari R., Lugli S. et al. The Messinian salinity crisis: open problems and possible implications for Mediterranean petroleum systems. *Petroleum Geoscience.* 2016. № 22. P. 283—
76. Roveri M., Lugli S., Manzi V., Schreiber B.C. The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: toward a new scenario for the Messinian salinity crisis. *Terra Nova.* 2008. № 20. P. 483—488.
77. Roveri M., Manzi V., Bergamasco A. et al. Dense shelf water cascading and Messinian canyons: a new scenario for the Mediterranean salinity crisis. *American Journal of Science.* 2014. № 314. P. 751—784.
78. Ryan W.B.F. Quantitative evaluation of the depth of the western Mediterranean before, during and after the late Miocene salinity crisis. *Sedimentology.* 1976. № 23. P. 791—813.
79. Ryan W.B.F. Decoding the Mediterranean salinity crisis. *Sedimentology.* 2009. № 56. P. 95—136.
80. Ryan W.B.F., Stanley D.J., Hersey J.B. et al. The tectonics and geology of the Mediterranean Sea. In: Maxwell A.E. (Ed.), *The Sea*. New York: Wiley-Interscience. 1971. P. 387—492.
81. Smith W.H.F., Sandwell D.T. Global Sea Floor Topography from Satellite Altimetry and Ship Depth Soundings. *Science.* 1997. 277. P. 1956—1962.
82. Tari G., Fallah M., Kosi W. et al. Is the impact of the Messinian Salinity Crisis in the Black Sea comparable to that of the Mediterranean? *Marine and Petroleum Geology.* 2015. № 66. P. 135—148.
83. Tari G., Fallah M., Schell C. et al. Why are there no Messinian evaporites in the Black Sea? *Petroleum Geoscience.* 2016. № 22. P. 381—391.
84. Tulipano L., Fidelibus D., Panagopoulos A. (Eds.). Groundwater management of coastal karstic aquifers. *COST Action 621 Final report*. Luxembourg: European Union. 2004.
85. Vai, G.B., 2016. Over half a century of Messinian salinity crisis. *Boletín Geológico y Minero.* 127, 625—641.
86. van Baak C.G.C., Radionova E.P., Golovina L.A. et al. Messinian events in the Black Sea. *Terra Nova.* 2015. № 27. P. 433—441.
87. Vasiliev I., Reichart G.J., Krijgsman W. Impact of the Messinian Salinity Crisis on Black Sea hydrology—insights from hydrogen isotopes analysis on biomarkers. *Earth and Planetary Science Letters.* 2013. № 362. P. 272—282.

Статья поступила 21.01.2018

О.Б.Климчук

РОЗВИТОК НАЙГЛИБШИХ КАРСТОВИХ СИСТЕМ
І СУБМАРИНЕ РОЗВАНТАЖЕННЯ МАСИВУ АРАБІКА (ЗАХІДНИЙ КАВКАЗ):
РОЛЬ ПІЗНЬОМІОЦЕНОВОЇ РЕГРЕСІЇ СХІДНОГО ПАРАТЕТИСУ

Великий гірський масив Арабіка на Західному Кавказі безпосередньо межує з морським узбережжям, а закарстовані вапняки, що його складають, занурюються під рівень моря. У високогірній частині масиву розвідані численні глибокі печери, дві з яких мають глибину (від входів) понад 2000 м. Унікальне зосередження тут надглибоких печер та особливості гідрогеології масиву (величезна потужність вадозної зони, активна каналова циркуляція на великих глибинах, наявність високопроникної зони у прибережній смузі і субмаринного розвантаження у море, зв'язок прибережних і субмаринних джерел з високогірною областю живлення) свідчать про вплив на розвиток карсту глибокого зниження рівня моря в минулому. Новітні

дослідження з палеогеографії Східного Паратетіса у пізньоміоценовий час вказує на те, що таке зниження рівня вод у Евксинському басейні мало місце в період близько 5,6 — 5,4 млн. років тому, з максимумом (ймовірно до 500—600 м), що відповідав гляціальним піках TG12 і TG14 і піку Мессинської кризи солоності. Запропоновано модель еволюції карстових систем масиву з урахуванням впливу морських регресій і диференційованих піднять у пліоцен—четвертинний час.

Ключові слова: масив Арабіка, найглибші печери, субмарине розвантаження, коливання рівня Чорного моря, Мессинська криза солоності

A. Klimchouk

DEVELOPMENT OF THE DEEPEST KARST SYSTEMS
AND SUBMARINE DISCHARGE OF THE ARABIKA MASSIF (WESTERN CAUCASUS):
THE ROLE OF THE LATE MIOCENE REGRESSION OF EASTERN PARATETHYS

The large mountainous massif Arabika in the Western Caucasus borders directly with the sea coast. Karstified limestones that comprise the massif submerge below sea level toward the south-west. Numerous deep caves have been explored in the central high-mountainous part of the massif, two of which have a depth (from the entrances) of more than 2000 m. The unique concentration of super-deep caves and the features of the hydrogeology of the massif (the huge thickness of the vadose zone, active conduit circulation on large depths, the presence of a the low-gradient, high permeability zone in the coastal area and the submarine discharge at the sea, the proven connection of the coastal and submarine springs with the recharge areas in the highland part) testify to the impact on the karst development of a deep sea-level drop in the past. The latest studies on the paleogeography of Eastern Paratethys in the late Miocene time indicate that such a decline in the water level in the Euxine basin took place in the period of about 5.6 to 5.4 million years, with the maximum (up to 500—600 m) corresponding to the glacial peaks of TG12 and TG14 and the peak of the Messinian salinity crisis. A model is proposed for the evolution of karst systems of the massif taking into account the role of marine regressions and differentiated uplifts in the Pliocene-Quaternary time.

Keywords: Arabika massif, deepest caves, submarine discharge, fluctuations in the level of the Black Sea, Messinian salinity crisis.