

УДК 551.4.07→551.8(262.81)

© 2016 г. Г.И. РЫЧАГОВ

ГИРКАНСКИЙ ЭТАП В ИСТОРИИ КАСПИЙСКОГО МОРЯ

*Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова,
географический факультет, Россия
e-mail: gir242@rambler.ru*

Гирканский этап в истории Каспийского моря, именно – как этап, впервые был упомянут Г.И. Горецким в 1957 г. в статье “О гирканском этапе в истории Прикаспия” [1]. В 1967 г. в печати появилась статья Г.И. Попова под названием “Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии” [2].

Однако позиции Г.И. Горецкого и Г.И. Попова, изложенные в этих статьях, не были поддержаны другими исследователями Каспия. Была принята точка зрения П.В. Федорова [3] и других исследователей, согласно которой гирканские отложения были включены в состав опресненной фации верхнего хазара. Потом дискуссия о гирканской трансгрессии как-то затихла. И только в последнее время в связи с материалами, полученными на основе буровых работ в Северном Каспии, проблема гирканского этапа и гирканской трансгрессии в истории Каспия возникла вновь. В своей монографии “Неоплейстоцен Понто-Каспия” Т.А. Янина [4] в разделе “Позднехазарская трансгрессия” пишет: “Позднехазарская трансгрессия развивалась двумя самостоятельными стадиями: ранней – позднехазарской, и поздней – гирканской” (с. 167), а в таблице № 29 (с. 197) гирканская трансгрессия фигурирует уже в качестве самостоятельной. В 2014 г. была опубликована статья группы авторов [5], которые, проанализировав большой фактический материал достаточно убедительно обосновали самостоятельность гирканской трансгрессии Каспийского моря. О гирканской (палеохвалынской) трансгрессии пишут в своей статье “Каспий: гидрологические события позднего квартала” Ю.А. Лаврушин с соавторами [6], опираясь на анализ небольшого количества разрезов в долине Волги (в средней части Волго-Ахтубинского участка этой долины).

К сказанному выше следует добавить, что мысли об этом этапе истории Каспия “бродили” и ранее. Так, в своей докторской диссертации “Плейстоценовая история Каспийского моря” [7], низменную пологонаклонную равнину Дагестана, расположенную выше береговой линии максимальной стадии раннехвалынского моря до границы с предгорьями Большого Кавказа (на абс. высотах от 50 до 120–130 м), я считал позднехазарской. По этому поводу я писал: “Этот вывод напрашивается из морфологического анализа рельефа предгорий, которому мы придаем очень большое значение. В самом деле, морские террасы до абс. высоты 120–130 м характеризуются очень хорошей сохранностью. В этом отношении они близки к более молодым, хвалынским, террасам и резко отличаются от расположенных выше раннехазарских и бакинских террас, сохранившихся, как правило, в виде останцов. Почти на всем побережье Каспия, от р. Сулак на севере до р. Самур на юге, четкая граница между низменной пологонаклонной равниной и передовыми хребтами Кавказа прослеживается на высотах

от 75–80 до 120–130 м (в зависимости от конкретной геологической обстановки). Это свидетельствует не только о разновозрастности террасовых уровней, наблюдаемых выше и ниже 120–130 м изогипс, но и о достаточно длительном перерыве между морскими трансгрессиями, формировавшими эти уровни” (с. 38).

На основе малакофаунистического анализа Т.А. Янина в своих работах [8, 9] согласилась со мной о позднехазарском возрасте 80–85-метровой террасы, более высокие террасы (на абс. высотах 100–105 и 120–130 м) она отнесла к раннему хазару. Затем в нашей совместной статье [10] приняв во внимание некоторые новые данные, мы пришли к такому заключению: “...трансгрессивный бассейн, сформировавший на дагестанском побережье террасы с береговыми линиями на отметках 120–130 и 100–105 м, скорее всего, является самостоятельной “среднехазарской” трансгрессией Каспийского моря, руководящим видом малакофауны которой является *Didacna shuraoseni*” (с. 455).

Проведенный мной в последние годы критический анализ собственных полевых материалов, данных по геологическому строению дагестанского побережья Каспия, а также широкое использование крупномасштабных топографических карт и космоснимков, позволяет внести коррективы в существующие точки зрения о геоморфологическом строении предгорной части Дагестана.

Во всех работах (в том числе и в приведенной выше цитате из моей диссертации) не совсем корректно употребляется термин “терраса”. В них речь идет не о характеристике береговых линий или строении конкретных террас древнекаспийских бассейнов, а о *гипсометрическом положении морфологической границы низменной равнины с предгорьями* Большого Кавказа. На этом основании, а также находках раннехазарских малакофаунистических комплексов, встреченных на разной высоте, без детального анализа стратиграфо-геоморфологического положения мест отбора образцов, и был выделен комплекс “раннехазарских террас” (сознательно употребляю этот термин в кавычках) дагестанского побережья Каспия на абс. высотах 120–130 и 100–105 м.

Полученные в результате анализа данные позволяют придти к заключению, что формирование этой границы принадлежит единому (как будет показано ниже – *гирканскому*) бассейну, а наблюдаемые в современном рельефе различия ее высотного положения на разных участках побережья – результат (как сказано выше в цитате из моей диссертации) тектонических движений геологических структур, к которым она приурочена (типа этих структур, литологии слагающих их пород, характера тектонических движений) и последующих геоморфологических процессов (главным образом – делювиально-пролювиальных). Как отмечается в упомянутых выше работах [4, 5] и как будет показано ниже, трансгрессия эта происходила в интервале времени между позднехазарской и ранехвалынской трансгрессиями Каспийского моря.

Учитывая рамки статьи, приведу лишь некоторые факты о правомерности этой точки зрения, основанной (в дополнение к результатам бурения в акватории Северного Каспия) на материалах, полученных в континентальной части дагестанского побережья Каспия.

Геоструктурное положение

Рассматриваемый участок побережья характеризуется сложным структурно-тектоническим строением. К западу от Махачкалы низменная равнина примыкает к северному склону Нараттюбинского хребта, наклон пластов которого в сторону предгорной равнины способствовал и способствует накоплению у его подножия значительной толщи (до 20–25 м) делювиально-пролювиальных отложений, за счет чего граница низменной равнины наблюдается здесь на абс. высоте ~120 м, повышаясь до 130 м на конусах выноса временных водотоков (рис. 1).

В районе Махачкалы располагается брахиантиклиналь – часть так называемой внешней антиклинальной зоны. На месте складки (в связи с различием слагающих ее пород) сформировался довольно сложный инверсионный рельеф. Наклонная равнина здесь выражена узкой полосой, граница которой наблюдается на разной высоте

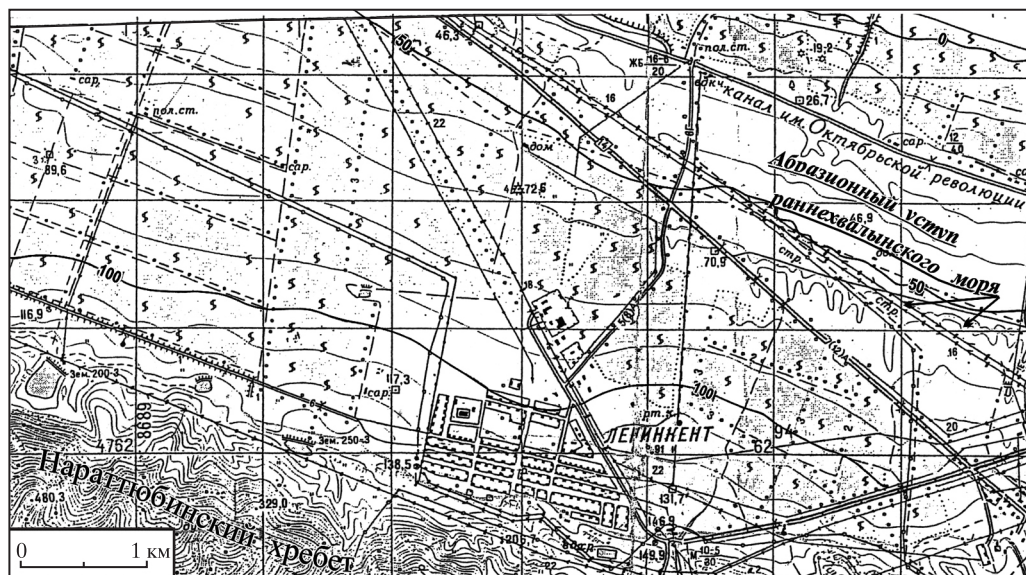


Рис. 1. Максимально высокое гипсометрическое положение границы наклонной низменной равнины Дагестанского побережья Каспийского моря с эрозионно-денудационным рельефом предгорий Большого Кавказа (120–130 м абс.). Обусловлено это здесь большой мощностью (до 25 м) делювиально-пролювиальных отложений у подножия Нараттубинского хребта. (Все картосхемы в статье выполнены в одном масштабе)

в связи с интенсивными оползевыми процессами на склонах синклинального плато Таркитая.

Южнее Махачкалы, вплоть до границы с Азербайджаном, низменная равнина приурочена к восточной антиклинальной зоне, в состав которой входят восемь брахиантиклинальных структур. Извилистость планового положения и ундуляция оси этой зоны, в совокупности с литологическим разнообразием и различной степенью денудированности пород, слагающих брахиантиклиналь, определили плановые контуры равнины, ее ширину и гипсометрию ее границы с предгорьями Большого Кавказа. На большей части этого участка побережья она расположена на абс. высотах от 90 до 100–110 м (рис. 2). Особенно четко эта граница наблюдается в пределах Терекемейской низменности, сформировавшейся на месте полностью срезанных абразией каякентской, берикейской, дузлакской и огнинской брахиантиклиналей. Здесь четкость границы низменной равнины с предгорьями обусловлена тем, что она примыкает к западным крыльям этих складок, поднятым последующими тектоническими движениями на разную высоту (с наклоном пластов в сторону суши), что не способствовало развитию склоновых процессов. Там же, где брахиантиклиналь восточной антиклинальной зоны сохранились в рельефе в виде положительных форм полностью (рукельская, в районе г. Дербента) или частично (каякентская, избербашская), граница низменной равнины практически совпадает с береговой линией максимальной стадии раннехвалынской трансгрессии (это можно наблюдать к юго-западу от Дербента, у подножия горы Избербаш, у северного окончания хребта Кулкатау, в районе пос. Каякента).

На фоне общего поднятия Большого Кавказа в различии высотного положения границы низменной равнины с предгорьями большую роль сыграли разрывные тектонические движения, направленные по нормали к простираанию осевой линии восточной антиклинальной зоны (блоковая тектоника). Доказательством этого служит приуроченность к границам тектонических блоков (зонам дробления) эрозионных форм рельефа различного таксономического ранга [7, 11], что хорошо видно из анализа рис. 3. Об обособленности блоков наглядно свидетельствует отмеченный мной при полевых

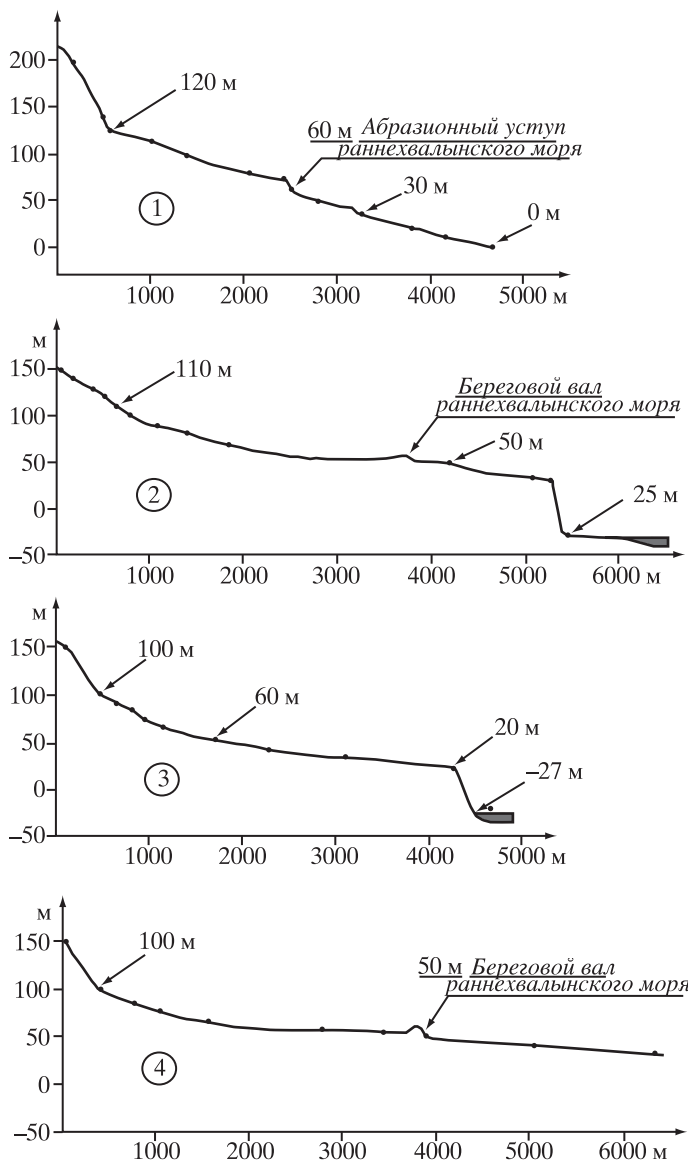


Рис. 2. Гипсометрические профили, иллюстрирующие высотное положение границы низменной равнины с предгорьями на разных участках дагестанского побережья Каспийского моря: 1 – к западу от Махачкалы, 2 – к югу от р. Манас-Озень, 3 – к югу от р. Ачису, 4 – к югу от р. Дарвагчай

лювиально-пролювиальными отложениями мощностью от 2–3 до 5–6 м, и только западнее Махачкалы (у подножия Нараттюбинского хребта) мощность этих отложений, к которым добавляется еще и делювий, достигает 20–25 м.

Выше описываемой границы – рельеф эрозионно-денудационный, сильно расчлененный (местами бэдленд), выработанный в разнообразных по литологии дислоцированных осадках неогена, с сохранившимися плосковершинными останцами древнекаспийских (раннехазарских и бакинских) террасовых уровней, с маломощной (1–3 м, реже больше) толщей морских осадков, содержащих соот-

работах факт отклонения азимута простирания пластов коренных пород, участвующих в строении отдельных блоков, от их общего простирания, характерного для восточной антиклинальной зоны (пример: участок побережья к северу от балки Иргин, в створе г. Каспия).

Рельеф

Для меня, геоморфолога, убедительным доказательством одно-возрастности низменной равнины, независимо от высотного положения ее границы с предгорьями Большого Кавказа, служит морфологическое и генетическое различие рельефа, наблюдаемого выше и ниже этой границы. Ниже – это ровная слабонаклонная равнина, прорезанная долинами постоянных, реже временных водотоков. На междуречьях, в ее пределах, колебание относительных высот не превышает первых метров. Никаких морских береговых форм рельефа (отмерших клифов, береговых валов), до четко выраженной в рельефе береговой линии максимальной стадии раннехвалынского моря, в ее пределах нет (рис. 1, 2). Генетически – это древний бенч, прикрытый ал-

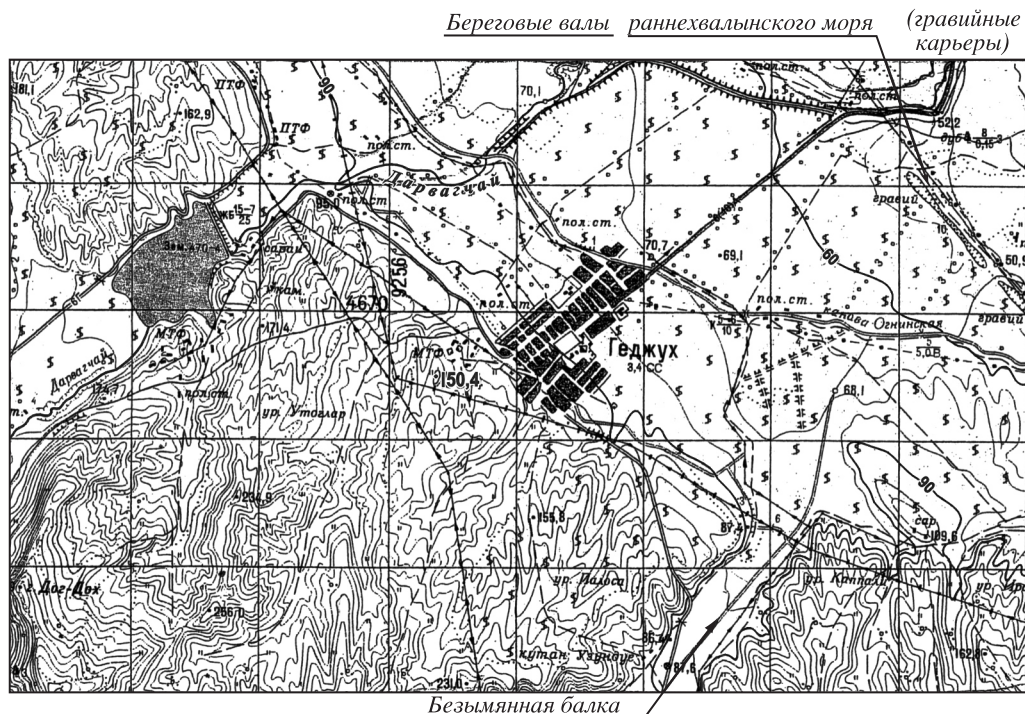


Рис. 3. Граница низменной равнины с предгорьями в пределах Теркемейской низменности. Хорошо видно окончание широких плоскодонных врезов эрозионных форм (речных долин и балок) при выходе их из предгорий на равнину и разновысотное положение границы низменной равнины с предгорьями (севернее долины р. Дарвагчай – на абс. выс. 100 м, в районе Безымянной балки – 80 м)

ветствующую морскую фауну. Невольно возникает вопрос: когда образовались эти два резко отличающихся друг от друга, типа рельефа? Попробуем ответить на него.

Стратиграфия

В скважинах, в акватории Северного Каспия, гирканские морские отложения занимают четкое стратиграфическое положение – между верхнехазарскими и нижнехвалынскими морскими осадками. В ряде скважин гирканские морские отложения кроются осадками ателя [5].

Идентичное стратиграфическое положение осадков, которые мы считаем гирканскими, наблюдается и в разрезах прибрежного Дагестана (долина р. Шура-Озень, отмерший клиф Каспийского моря к северу и югу от устья р. Манас-Озень).

Не имея возможности в рамках статьи подробно охарактеризовать стратиграфическое положение гирканских отложений в пределах всей континентальной части дагестанского побережья Каспийского моря, приведу описание лишь одного, хорошо известного представительного разреза, расположенного на левом берегу р. Шура-Озень, в 250 м вниз по течению от моста шоссе Москва–Баку. В обнажении, бровка которого располагается на абс. высоте 60 м, вскрываются (сверху вниз):

1. Супесь (легкий суглинок) серовато-коричневая, неслоистая, с включением редкой, беспорядочно разбросанной гальки. Мощность слоя от 0.5 до 1.0 м. Контакт с нижележащим слоем нечеткий, неровный.

2. Рыхлый галечниковый конгломерат с четко выраженной косой слоистостью, с линзами горизонтально – и косослоистого песка и супеси светло-коричневого цвета,

с включением единичных валунов до 0.4 м в поперечнике. Местами почти весь слой представлен конгломератом, местами возрастает роль песка и супеси. На контакте встречаются линзы светло-серого горизонтально- и косослоистого песка. Мощность 6.0–7.0 м. Контакт четкий, неровный.

3. Супесь серовато-коричневая, уплотненная, горизонтально слоистая, с тонкими прослоями гравия и мелкобитой ракуши. Встречаются сизые пятна и затеки. В кровле пестроцветный суглинок: чередуются пятна палевого, коричневого и сизого цвета. В нижней части слоя маломощная (до 0.25 м) прослойка суглинка серовато-палевого и коричневатого-сизоватого цвета с ясной горизонтальной слоистостью. Мощность слоя по простиранию варьирует, максимальная – около 4 м. Контакт четкий, ровный.

4. Суглинок пестроцветный: чередуются пятна светло-ржавого, палево-коричневого и серовато-сизого цвета; пористый, грубо волнистослоистый. Встречаются оглеенные прослои. В верхней части слоя наблюдается маломощная (5–7 см) прослойка с ленточной слоистостью и растительными остатками. В кровле прослойка (7–9 см) зеленовато-серого горизонтально слоистого песка, в основании – прослойка желтовато-серого песка с массой мелкобитой ракуши и ясно выраженной слоистостью прибрежно-морского типа. Мощность 1.2–1.3 м. Контакт четкий, ровный.

5. Суглинок, аналогичный слою 4, но за счет некоторого изменения цвета и механического состава в слое выделяются несколько горизонтальных пачек мощностью 0.5–0.7 м. В кровле каждой пачки тонкие прослойки (5–10 см) ленточных глин. Общая мощность слоя 6.0–7.0 м. Контакт не очень четкий, ровный.

6. Сложная толща, состоящая из чередования горизонтальных пачек, представленных: а) суглинком пестроцветным, неслоистым с растительными остатками; б) ленточными глинами серовато-коричневого цвета; в) слабосцементированными коричневатого-серыми песками неслоистыми и косослоистыми, с редкими прослоями хорошо отмытого песка. Песчаные пачки преобладают в верхней части толщи, суглинистые – в нижней. Общая мощность 3.0–3.5 м. Контакт четкий, волнистый.

7. Детритово-ракушечный известняк серовато-желтого цвета с включением гальки и прослоек галечного конгломерата, с обилием раковин *Didacna surachanica* Andrus., *D. nalivkini* Wass., *D. sp.* (формы, переходные между *D. nalivkini* и *D. surachanica*), *Dreissena polymorpha* Pall. Контакт четкий, неровный. Мощность 0.4–0.5 м.

8. Песок косослоистый с прослоями гальки, галечного конгломерата, с раковинами *Didacna aff. ovatocrassa* Prav., *D. ex gr. nalivkini* Wass., *Monodacna caspia* Eichw., *Adacna plicata* Eichw. *Dreissena polymorpha* pall. Мощность 0.2–0.3 м. Контакт резкий, неровный.

9. Темно-серые плитчатые глины неогена. Видимая мощность 0.5–0.8 м.

На основании фауны, заключенной в слоях 7 и 8, П.В. Федоров [3] отнес их к прибрежно-морским отложениям позднехазарского возраста, которые вверх по течению “...уходят под поверхность днища долины (или выклиниваются) на отметках около 50–55 м” (с. 146). Всю остальную толщу он считает континентальной, значительную ее часть относит к хвалынскому времени и только слои 5 и 6 к хазару. Т.А. Янина [4] всю толщу считает верхнехазарской (с. 36). Такой же точки зрения ранее придерживался и я [7].

Проведенный анализ позволяет иначе интерпретировать этот разрез. Детритово-ракушечный известняк слоя 7 действительно, как и полагал П.В. Федоров, прослеживается вверх по долине р. Шура-Озень, но не просто выклинивается, а примыкает к абразионному уступу высотой около 15 м, выработанному в дислоцированных осадках неогена, что можно наблюдать в разрезе левого берега реки в 500 м вверх по течению от описанного разреза. Подножие погребенного абразионного уступа находится на абс. высоте 42–43 м. Оно фиксирует положение береговой линии позднехазарского моря, которая на других участках дагестанского побережья находится на несколько более высоком гипсометрическом уровне, но не выше 50 м балтийской системы (БС).

Галечниковый конгломерат аллювиально-пролювиального происхождения (слой 2) вниз по течению от описываемого обнажения, на абс. высоте около 50 м, переработан волнами максимальной стадии раннехвалынского моря, береговая линия которого

хорошо выражена в рельефе береговым валом, возраст которого устанавливается по найденной в слагающих его осадках фауне, среди которой присутствует типичная для ранней хвалыни *Didacna parallella* Bog.

Таким образом, 15-метровая толща (слои 3–6 рассматриваемого обнажения) занимает четкое стратиграфическое положение: она моложе позднего хазара и древнее ранней хвалыни. Генетически осадки этой толщи имеют преимущественно морское происхождение. Значительное место в их составе принадлежит осадкам лагунного типа (прослой ленточных глин, наличие растительных остатков, зеленоватые, сизые, палевые и ржавые оттенки цвета, присущие этим слоям). Обусловлено это тем, что на месте современной долины р. Шура-Озень в гирканское время существовал ингрессионный морской залив, постепенно заполнявшийся осадками.

Эта толща прослеживается вниз и вверх по течению р. Шура-Озень [3, с. 146; 7, с. 28–30]. Так, в 2 км вверх по течению, в разрезе правого берега реки, бровка которого находится на абс. высоте 85 м (без учета навешанных сверху золотых песков), вскрываются отложения, аналогичные охарактеризованным выше. Только осадки слоя 3 здесь замещаются детритовым песком и песчаником, участвующими в строении берегового вала, имеющего в разрезе форму плоско-выпуклой линзы (долина реки сечет вал вкрест простирания). Ширина вала достигает 100 м, максимальная мощность слагающих его осадков 6–7 м. Они характеризуются четко выраженной линзовидно-косой слоистостью прибрежно-морского типа. Осадки вала, как и осадки слоя 3 в описанном обнажении, кроются маломощным (около 1 м) слоем супеси с включением мелкой гальки и рыхлым косослоистым галечниковым конгломератом (мощностью до 4 м) с линзами песка и единичными валунами. В основании четвертичной толщи, мощностью около 20 м, вскрывается слой ракуши, мощностью около 1 м, с песчаным заполнителем, гравием и мелкой галькой. Среди ракуши, по определению П.В. Федорова [3], встречаются: *Didacna aff. nalivkini* Wass., *D. pallasi* Prav., *D. sp.* (близкая к *D. nalivkini* Wass. и *D. surachanica* Andrus.), обломки *Didacna sf. paleotrigonoides* Fed. и *D. catillus-rudis* Nal. По данным А.А. Свиточа, среди ракуши этого слоя количество раковин *Didacna paleotrigonoides* Fed. незначительно, господствует же новый подвид *Didacna schuraosensica*. Ниже залегает полуметровый слой светло-серого песка с обломками и целыми створками раковин, среди которых, по определению П.В. Федорова, встречаются: *Didacna pallasi* Prav., *D. aff. nalivkini* Wass., *D. subpyramidata* Prav., *D. sp.* (близкая к *D. nalivkini* Wass. и *D. surachanica* Andrus.), а также окатанные формы бакинского облика. В осадках этого слоя Т.А. Яниной найдены также раковины *D. shuraosensica*. Находки этого подвида обнаружены ею и в других разрезах долины р. Шура-Озень на абс. высотах 80–90 м, бровки которых располагаются на абс. высоте около 100 м [4, с. 36].

Находки раннехазарских форм малакофауны на этих абс. высотах и послужили основанием для выделения “раннехазарских террас с береговыми линиями” на абс. высотах 100–105 и 120–130 м.

При выделении на этом участке раннехазарских морских террас не был учтен ряд фактов, не соответствующих этому выводу. Как видно из приведенного выше состава малакофауны, в нем, наряду с формами раннехазарского возраста, встречены окатанные обломки бакинской фауны, свидетельствующие об участии бакинского моря в формировании низменной равнины. Надо отметить, что наличие бакинских, раннехазарских и позднехазарских форм в одном и том же слое в пределах низменной равнины отмечалась П.В. Федоровым на ряде участков дагестанского побережья Каспия: в долинах рек Манас-Озень, Уллучай, Дарвагчай, Рубасчай [3, с. 158–159]. Подобное наблюдается и в других местах. Так, хорошо выраженная в рельефе “позднехазарская” терраса (далее будет понятно, почему возраст террасы я заключил в кавычки), наблюдаемая к югу от долины р. Черкес-Озень, в разных местах имеет разное строение. В 100 м к югу от долины, в карьере, под небольшим (1–2 м) слоем делювиально-пролювиальных отложений залегают прибрежно-морские отложения мощностью 2–3 м, содержащие позднехазарскую фауну, на основании чего возраст этой террасы был определен как позднехазарский. Залегают эти отложения на круто падающих на восток, срезанных абразией пес-

чаниках карагана. В 4 км южнее эта терраса прорезана балкой Иргин. В обрыве правого склона этой балки, также под небольшой (до 2.5 м) толщей пролювиальных отложений, залегают прибрежно-морские отложения мощностью до 2.0 м, содержащие бакинскую малакофауну. Залегают они на тех же, срезанных абразией, круто падающих на восток песчаниках карагана. Если судить по этому разрезу, то возраст террасы – бакинский. Тыловой шов этой террасы без учета делювиально-пролювиальных отложений и в том и в другом случаях находится на абс. высоте около 100–105 м. Терраса абразионная, по существу – это древний бенч. Подножие ее уступа, высотой 12–15 м, – результат абразионной деятельности максимальной стадии раннехвалынского моря.

Исходя из анализа геоморфологического строения низменной равнины предгорного Дагестана, можно уверенно сказать, что сформировалась эта терраса в результате абразионной деятельности гирканского моря на фоне поднятия прилегающей суши (Большого Кавказа) и переработки более древних (бакинских и хазарских) отложений, сохранившихся местами в понижениях рельефа древнего бенча. Как отмечалось выше, плосковершинные останцы бакинских и раннехазарских террас наблюдаются в пределах современного эрозионно-денудационного рельефа низкогорий Дагестана на абс. высотах от 145–150 до 200–220 м. На данном участке побережья (к западу от г. Каспийска) на этих высотах встречаются волноприбойные ниши, выработанные в круто падающих на восток пластах песчаника карагана.

Как показывает проведенный геоморфологический анализ, большая часть равнины, расположенной выше береговой линии максимальной стадии раннехвалынского моря, за исключением узких полос вдоль современных долин рек Шура-Озень, Манас-Озень и Ачису, представляет собой древний бенч, в формировании которого наряду с гирканской принимали участие бакинская и раннехазарская трансгрессии Каспия. Отсюда “смесь” фауны различного возраста, наблюдаемая в пределах этого бенча, плохая ее сохранность и обилие грубообломочного материала, характерного для прибрежных отложений, формируемых в условиях поднятия прилегающей суши.

Главным же доказательством участия гирканской трансгрессии Каспия в формировании наклонной равнины в районе долины р. Шура-Озень служит то, что осадки, содержащие раннехазарскую фауну, повсеместно перекрыты здесь более молодыми морскими отложениями с *Didacna shuraosonica*, т.е. формой, которая была определена нами как руководящий вид для выделенной ранее “среднехазарской” трансгрессии Каспия [10]. Как известно, возраст террас определяется не по тем осадкам, которые участвуют в ее строении, а по тем, которые слагают ее поверхность. Поэтому можно уверенно говорить о том, что морфологическое оформление границы низменной равнины с предгорьями Большого Кавказа, принадлежит гирканской (“среднехазарской”) трансгрессии Каспийского моря, прибрежно-морские отложения которой находятся здесь на абс. высоте 80–100 м.

Четкое стратиграфическое положение гирканские отложения занимают в уступе древнего клифа, наблюдаемого на дагестанском побережье Каспия севернее и южнее устья р. Манас-Озень, где они повсеместно залегают на осадках верхнего хазара и кроются нижнехвалынскими отложениями, возраст которых, исходя из заключенной в них малакофауны, не вызывает сомнений. Представлены здесь гирканские осадки морскими или чередованием морских и аллювиальных отложений (на месте палеodelьт рек Манас-Озень, Ачису), мощность которых (севернее устья р. Манас-Озень) достигает 40 м. В своей докторской диссертации эти осадки (как и по долине р. Шура-Озень) я ошибочно отнес к позднему хазару [7, с. 243].

Палеогеография

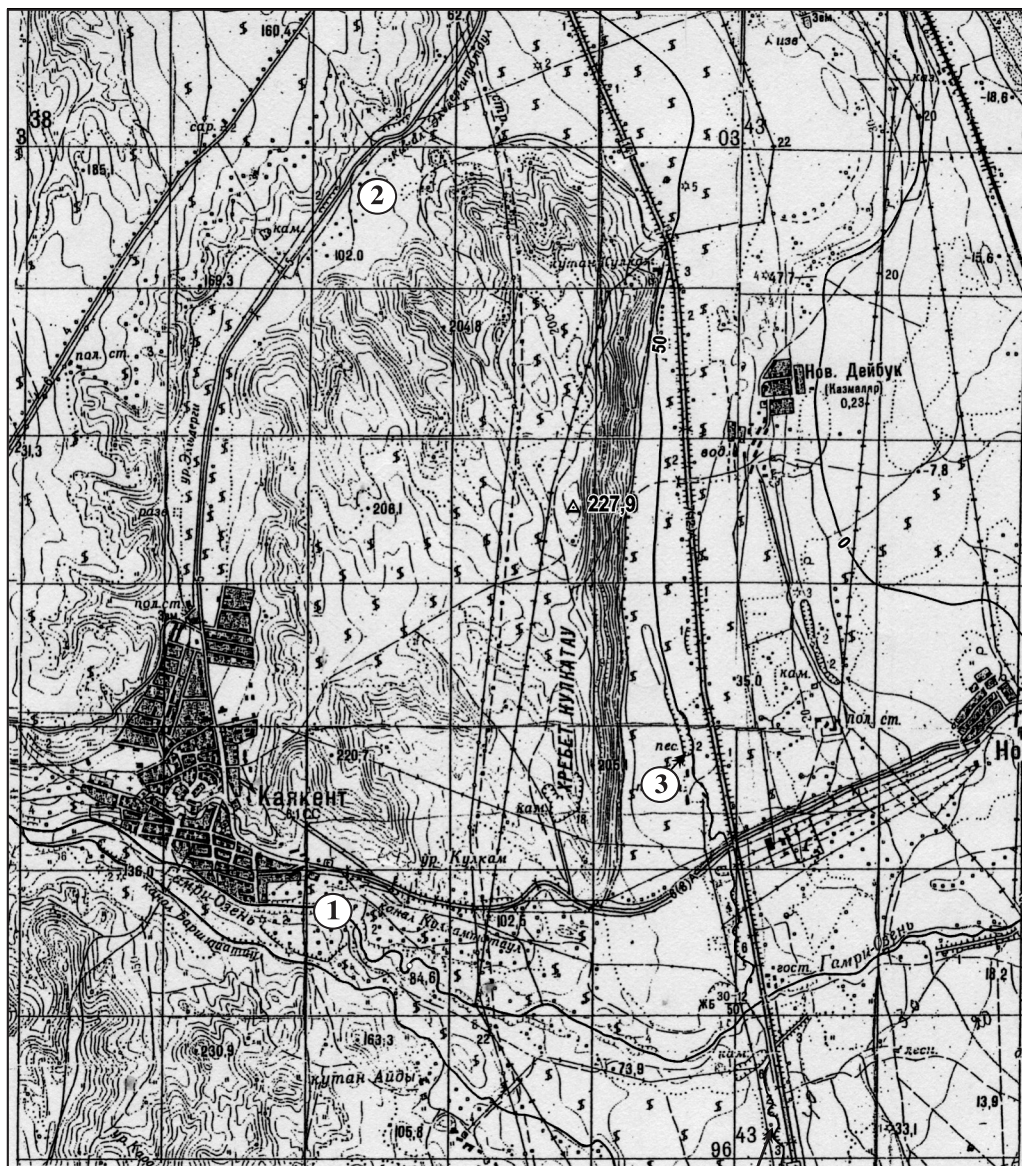
Существенные доказательства в пользу гирканской трансгрессии Каспия дает геоморфологический (палеогеоморфологический) анализ. Приведу некоторые факты, начиная с раннехазарского времени. Этот отрезок времени взят потому, что между ранним и поздним хазаром произошло кардинальное изменение рельефа рассматри-

ваемой территории. В раннехазарское время море охватывало не только низменную равнину, но и часть современного предгорья, о чем свидетельствуют наблюдаемые в его пределах плосковершинные останцы раннехазарских террас. Конец раннехазарского времени ознаменовался глубокой регрессией Каспийского моря, когда уровень опускался ниже современного. Об этом можно судить на основании того, что в целом ряде пунктов западного побережья Каспия верхнехазарские отложения залегают непосредственно на осадках неогена не только вблизи современного берега моря, но и на подводном береговом склоне: в районе городов Каспийск, Избербаш, Дербент, мыс Сатун и др. По данным О.К. Леонтьева [12], верхнехазарские прибрежные отложения встречаются на дне современного Каспия на глубине 20–25 м, т. е. на –48–53 м абс. высоты. О длительном перерыве в морском осадконакоплении между ранним и поздним хазаром свидетельствует несогласное залегание верхнехазарских отложений на нижнехазарских на Апшеронском полуострове, а также значительный врез долин рек, следовавших за отступавшим раннехазарским морем (в том числе р. Шура-Озень).

Нельзя не обратить внимания на следующие факты. В начальные этапы регрессии раннехазарского моря на месте современных предгорий простиралась низменная равнина, в пределах которой некоторые реки, следовавшие за отступавшим морем, делились на рукава. Так, продолжением одного из рукавов раннехазарской р. Гамри-Озень служит ее современная долина. Другой рукав, огибавший с севера хр. Кулкатау, прекратил свое существование после раннего хазара и в современном рельефе представлен отмершей долиной, ширина плоского днища которой при выходе ее на равнину достигает 700 м (рис. 4). Такая же ситуация наблюдается в долине р. Рубасчай. Современная долина этой реки наследует ее бывший северный рукав, а южный – выражен в рельефе отмершей долиной, носящей название “Ущелье Сугют”, ширина днища которого вблизи выхода его на равнину достигает 1 км. Рукав этот прекратил свое существование также в конце раннего хазара (рис. 5). На каком-то этапе раннехазарского времени, на фоне общего поднятия современных предгорий, произошел сброс (или взброс?), в результате которого образовался уступ, отделяющий предгорья от низменной равнины. Об этом свидетельствуют круто падающие, а местами стоящие “на головах”, пласты неогена, наблюдаемые в склонах долин рек Черкес-Озень, Ачису, Манас-Озень, Уллучай, Рубасчай, вблизи границы низменной равнины с предгорьями.

Судить о подобном развитии рельефа, на мой взгляд, позволяют особенности строения самой низменной равнины. Так, на Терекемейской низменности четко выраженный уступ тянется более чем на 40 км от г. Дагестанские Огни на юге до средней части хр. Кулкатау на севере. Подножие этого уступа, как и уступа, отделяющего низменную равнину от предгорий, в разных местах находится на разной абс. высоте: в районе Дагестанских Огней – от 5 до 7.5 м, в районе пос. Мамедкалы и Берикей – около 10 м, а на месте конусов выноса временных водотоков – до 15 м (рис. 6). На одних участках подножие уступа совпадает с береговой линией позднихвалынского моря, на других (в районе с. Новокаякента) – с береговой линией максимальной стадии раннехвалынского моря (результат блоковой тектоники, о которой упоминалось выше). Свидетельством тектонического происхождения этого уступа является его прямолинейность, приуроченность к его подножию береговых линий разновозрастных хвалынских морей и выходы грунтовых вод (родники) вдоль подножия уступа. К сказанному следует добавить, что этот невысокий уступ служит ландшафтной границей и хорошо дешифрируется на космоснимках. (Кстати следует заметить, что подобные сбросовые, или взбросовые, уступы наблюдаются и на других участках низменной равнины.)

Однако вернемся к хазарскому этапу истории развития побережья. Следствием значительного поднятия территории на рубеже между ранним и поздним хазаром явилась интенсивная абразионная деятельность наступавшего позднехазарского моря и почти повсеместное формирование бенча. Вот что пишет по этому поводу П.В. Федоров [3]: “Они (верхнехазарские отложения. – Г.Р.) почти повсеместно залегают на поверхности дочетвертичных пород со следами предшествующей энергичной абразии.



Береговая линия раннехазарского моря

Рис. 4. Бифуркация раннехазарской долины р. Гамри-Озень: южный рукав наследуется современной долиной этой реки (1), северный – отмершей долиной урочища Эльдерги (2). Оба широких плоскодонных рукава заканчиваются при выходе из предгорий. 3 – береговая линия максимальной стадии раннехазарского моря (песчаные выработки на месте бывших береговых валов)

Осадки эти выражены в прибрежной фации и представлены обычно детритусовыми и ракушечниковыми известняками, известковистыми песчаниками с галькой, а также конгломератами” (с. 156). От себя добавлю, что в приводимых П.В. Федоровым описаниях хазарской малакофауны в ней, наряду с хазарскими формами, почти повсеместно встречаются окатанные обломки бакинских форм, свидетельствующих о том, что в формировании предгорной равнины принимало участие и бакинское море. Это естественный процесс формирования бенча в условиях подъема прибрежной суши и коле-



Рис. 5. Бифуркация раннехазарской долины р. Рубасчай: северный рукав наследуется современной долиной (1), южный – отмершей долиной урочища “Ущелье Сугют” (2). Узел бифуркации приблизительно в 7 км западнее рамки рисунка

баний уровня моря. Поэтому определение возраста бенча по разрозненным находкам в его пределах малакофауны того или иного возраста практически невозможно. В таком случае более надежным оказывается метод геоморфологического анализа.

Как отмечалось выше, прибрежные фации позднехазарского моря в пределах дагестанского побережья Каспия не встречаются выше 45–50 м БС. Примерно на этой же высоте находится подножие абразионного уступа, выработанного позднехазарским морем в осадках неогена в долине р. Шура-Озень (см. выше). Таким образом, позднехазарское море не достигало уступа, отделяющего предгорья от низменной равнины. Граница же раннехазарского моря располагалась западнее уступа, в пределах предгорий. Следовательно, формирование уступа не связано с абразионной деятельностью ни раннехазарского, ни позднехазарского морей. Не связано оно и с абразионной деятельностью раннехвалынского моря, береговая линия которого, прекрасно выраженная в рельефе дагестанского побережья Каспия, наблюдается на абс. высотах от 45 до 55 м [7, с. 239]). Из сказанного следует один вывод: уступ этот образовался в результате абразионной деятельности моря в послехазарское, но в дохвалынское время, т.е. в гирканскую эпоху, что находится в полном соответствии с данными буровых работ на дне Северного Каспия [5]. В доказательство этого вывода приведу еще некоторые факты.

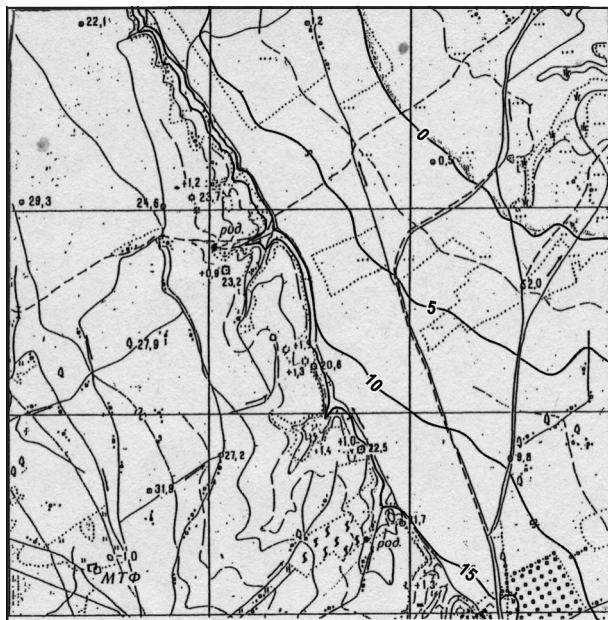


Рис. 6. Тектонический уступ в пределах низменной равнины. Подножие уступа находится на разной абс. высоте. На одних участках оно соответствует береговой линии максимума позднехвалынской трансгрессии, на других – стадийным уровням раннехвалынской трансгрессии, в том числе и ее максимальной стадии

тиками высотой от 1 до 2 м” (цитата из моего полевого дневника; рис. 4). Точно такая же ситуация наблюдается с долиной р. Инчхе-Озень (рис. 7).

2. На участке дагестанского побережья Каспийского моря, от г. Избербаш на севере до р. Гюльгерычай на юге, кроме долин названных выше рек, предгорья расчленены многочисленными балками, имеющими крутые борта и широкие плоские днища. Заканчиваются все балки, как и широкие плоскодонные долины названных выше рек, при выходе на равнину. Приведу описание Безымянной балки, расположенной в 7 км западнее г. Дагестанские Огни (рис. 3). Длина балки около 15 км. Ее вершина располагается на абс. высоте ~600 м. Балка имеет крутые (от 15–20° и более), высокие (от 30 до 50 м) борта и широкое (от 350 до 600 м) плоское днище. Постоянный водоток в балке отсутствует. В пределах днища наблюдается лишь небольшой врез (шириной несколько метров, глубиной около 1 м), по которому иногда стекают ливневые или талые воды. (В доказательство сказанного на рис. 8 показано морфологическое различие эрозионных форм рельефа выше и ниже границы, отделяющей предгорья от низменной равнины.)

Сформировать такие широкие плоскодонные долины в результате боковой эрозии в условиях тектонического поднятия территории ни реки, ни тем более временные

1. Выше я указывал на перестройку речных долин рек Гамри-Озень и Рубасчай в конце раннехазарского времени. Здесь же хотел бы обратить внимание на морфологическое различие долин этих рек выше и ниже границы, отделяющей предгорья от низменной равнины. Так, в 2 км выше этой границы (в районе Каякента) долина Гамри-Озень имеет типичный ящикообразный поперечный профиль с крутыми (от 8–10 до 20° и более), высокими (до 100 м и более) бортами и плоским днищем шириной 600–700 м. Русло реки шириной до 10 м врезано в днище долины на глубину 3–3.5 м. У южной окраины пос. Новокаякент (в 4.5 км восточнее границы предгорий Большого Кавказа и низменной равнины) “...долина р. Гамри-Озень представляет собой канаву с плоским дном шириной 5–7 м и крутыми бор-

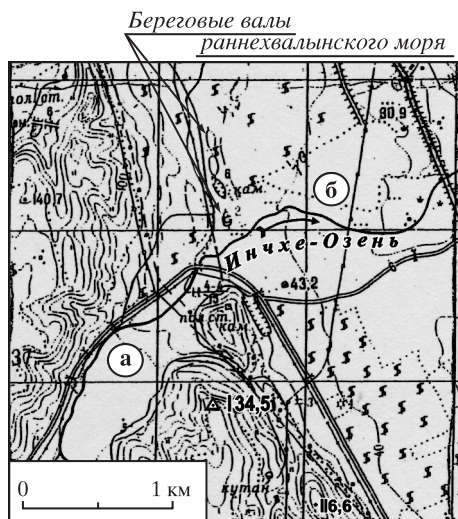


Рис. 7. Долина р. Инчхе-Озень в пределах предгорий (а) и низменной равнины (б)

водотоки не могли. Это могло произойти только в результате заполнения осадками глубоко врезуемых долин, образованных в конце раннехазарского времени, вследствие подпора их вновь наступавшим морем. Таким морем (исходя из того, что ни позднехазарское, ни раннехвалынское моря не достигали границы низменной равнины с предгорьями) была *гирканская трансгрессия*,

абразионной деятельности которой и принадлежит окончательное морфологическое оформление рельефа низменной равнины и ее четкой границы с предгорьями Большого Кавказа. Различие же гипсометрического положения этой границы (подножия уступа) на разных участках дагестанского побережья Каспийского моря является (как было сказано выше) следствием блоковой тектоники на общем фоне поднятия Большого Кавказа и, частично – следствием накопления склоновых и аллювиально-пролювиальных отложений у подножия уступа.

Закончился гирканский этап ательской регрессией, когда уровень моря, исходя из материалов по дагестанскому побережью Каспия, опускался до –50 м [7], судя по данным буровых скважин в Северном Каспии до –60–65 м [5], хотя имеются и другие точки зрения. О падении уровня в послегирканское время можно судить по врезу долины р. Шура-Озень, в пределах которой впоследствии сформировалась ингрессионная терраса, увязывающаяся с береговой линией максимальной стадии раннехвалынской трансгрессии. Меньший врез, в связи со стойкостью дочетвертичных пород, имел место в долинах рек Манас-Озень, Гамри-Озень, Уллучай, Дарвагчай, Рубасчай. В ряде случаев врезу долин препятствовали плотно сцементированные конгломераты прибрежно-морских отложений позднехазарского возраста (последние и до настоящего времени служат местными базисами эрозии для рек Уллучай, Дарвагчай, Рубасчая).

В рамках данной статьи не буду комментировать опубликованные материалы о возрасте гирканской трансгрессии. Во-первых, потому, что ряд исследователей вообще отрицают ее существование [13, 14], во-вторых, у тех, кто ее признает, – в связи с полным несовпадением взглядов как по временному интервалу ее существования, так и по его продолжительности. Согласно [15], “гирканская трансгрессия развивалась в теплую (микулинскую) эпоху, ее максимальный уровень и сток вод по Манычу отвечал переходному этапу от микулинского межледникового к валдайской холодной эпохе” (с. 19–20). Согласно [5], обе трансгрессии – позднехазарская и гирканская – были теплопроводными, хотя и отмечается некоторое похолодание и увлажнение климата в эпоху гирканской трансгрессии. Основанием для суждения о тепловодности гирканского бассейна, по данным этих авторов, служат находки в его осадках *Corbicula fluminalis*. Приводимые авторами радиоуглеродные датировки возраста гирканских отложений мало достоверны, так как их истинный возраст выходит за пределы этого метода. Ю.А. Лаврушин с соавторами [6] считают, что гирканская (палеохвалынская) трансгрессия имела место в интервале времени от ~50 до 22–24 тыс. л. н., а ее зарождение (авторы считают это временем зарождения хвалынского бассейна) относят к началу МИС-3. Громадный отрезок времени (около 70 тыс. лет) – от начала МИС-5 до конца МИС-4, они считают временем глубокого регрессивного этапа Каспийского моря.

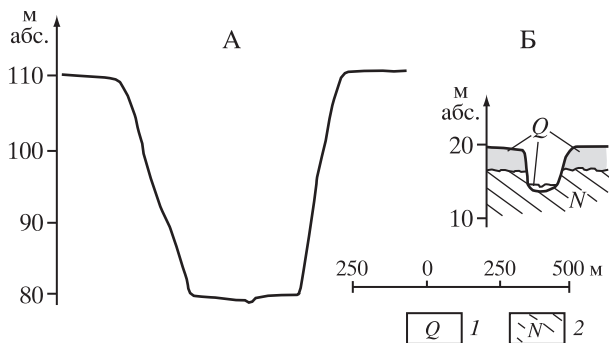


Рис. 8. Морфологическое различие долин эрозионных форм в пределах предгорий и низменной равнины

Поперечный профиль: А – Безымянной балки в 500 м от устья (рис. 3), Б – современной долины р. Рубасчай в 100 м выше моста шоссе Москва–Баку. Отложения: 1 – четвертичные, 2 – неогеновые

Заключение

В заключении изложу свою точку зрения о гирканском этапе истории Каспийского моря, основанную на данных геоморфологического (палеогеоморфологического) анализа строения рельефа дагестанского побережья Каспийского моря.

Эти данные подтверждают представления [1, 2, 4, 5] о существовании гирканского этапа в истории Каспия, имевшего место в интервале времени между позднехазарской и раннехвалынской трансгрессиями.

Наклонная низменная равнина дагестанского побережья Каспийского моря от береговой линии максимальной стадии раннехвалынского моря до границы с предгорьями Большого Кавказа генетически (на большей своей части) является древним бенчем, созданным в результате абразионной деятельности гирканского моря, хотя в его формировании принимали участие и раннехазарское и бакинское моря.

Различие гипсометрического положения этой границы – результат тектонических движений, значительное место среди которых принадлежит разрывным (в том числе блоковым) нарушениям. Некоторый “вклад” в это различие внесли делювиально-пролювиальные отложения, накопившиеся у подножия уступа отделяющего предгорья от низменной равнины.

Позднехазарская и гирканская трансгрессии развивались в разных климатических (а, следовательно, и физико-географических) условиях. Судить об этом позволяет различное положение зон дивергенции вдольберегового перемещения наносов в пределах дагестанского побережья Каспийского моря. В позднехазарское время зона дивергенции располагалась в районе Дербента, и вдольбереговое перемещение наносов происходило с юга на север. Об этом можно судить по верхнехазарским конгломератам, слагающим мыс. Сатун, исходным материалом для них была галька, выносимая рекой Манас-Озень, устье которой находится в 8 км южнее мыса. Кстати замечу, что такое же перемещение наносов на этом участке побережья происходило в течение всего голоцена, наблюдается оно и сейчас. Отсюда можно сделать вывод, что позднехазарская трансгрессия развивалась в условиях идентичных новокаспийской трансгрессии (в межледниковье) – в эпоху МИС-5е. В гирканское время зона дивергенции находилась в районе Махачкалы, и вдольбереговое перемещение наносов на этом участке побережья шло в обратном направлении, т. е. с севера на юг, подобно тому, как это имело место в раннехвалынское время [16]. Отсюда следует, что гирканская трансгрессия развивалась в иных климатических условиях, нежели позднехазарская. Учитывая неоднородный литолого-генетический состав гирканских отложений (см. выше), можно полагать, что их формирование происходило в эпоху МИС-5d-5a, характеризующуюся неоднократным чередованием потеплений и похолоданий разного ранга, что не могло не отразиться на уровне моря. Этому соответствует, на мой взгляд, отсутствие в гирканских осадках Дагестана, участвующих в строении предгорной равнины, теплолюбивой формы *Corbicula fluminalis*.

Тектонические движения дагестанского побережья Каспийского моря происходили как в течение гирканского, так и в послегирканское время. О первых можно судить по ступенчатости гирканских террас на некоторых участках побережья: к западу от г. Каспия, на участке между долиной р. Рубасчай и урочищем “Ущелье Сугют”. О вторых – по высотному положению границы низменной равнины (гирканского бенча) с предгорьями Большого Кавказа, наблюдаемой на абс. высотах от 80 до 110 м, при уровне гирканского моря около 0 м БС. Об этом же свидетельствует широкое развитие хвалынских бенчей в пределах дагестанского побережья Каспийского моря (подробнее в [16]).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горецкий Г.И. О гирканском этапе в истории Прикаспия // Новости нефтяной техники. 1957. № 6. С. 3–5.
2. Попов Г.И. Гирканская трансгрессия в Северном Прикаспии // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 1967. Т. 33. С. 77–86.

3. Федоров П.В. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря // Тр. ГИН АН СССР. 1957. Вып. 10. 308 с.
4. Янина Т.А. Неоплейстоцен Понто-Каспия: бистратиграфия, палеогеография, корреляция. М.: Изд-во МГУ, 2012. 264 с.
5. Янина Т.А., Сорокин И.М., Безродных Ю.П., Романюк Б.Ф. Гирканский этап в плейстоценовой истории Каспийского моря // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2014. № 3. С. 3–9.
6. Лаврушин Ю.А., Спиридонова Е.А., Тудрин А., Шали Ф., Антипов М.П., Кураленко Н.П., Курина Е.Е., Тухолка П. Каспий: гидрологические события позднего квартера // Бюл. комис. по изуч. четвертич. периода. 2014. № 73. С. 19–51.
7. Рычагов Г.И. Плейстоценовая история Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1997. 267 с.
8. Янина Т.А. Морские плейстоценовые моллюски дагестанского побережья Каспия, их стратиграфическое и палеогеографическое значение: Автореф. дис. ... канд. геогр. наук. М.: МГУ, 1981. 24 с.
9. Янина Т.А. Палеогеография дагестанского побережья Каспия в среднем плейстоцене (по малакофаунистическим данным) // Палеогеография Каспийского и Аральского морей в кайнозое. Ч. I. М.: Изд-во МГУ, 1983. С. 35–42.
10. Рычагов Г.И., Янина Т.А. Хазарские террасы Дагестана // Геоморфологические процессы и их прикладные аспекты. VI Щукинские чтения. М.: Изд-во МГУ, 2010. С. 453–455.
11. Болысов С.И. Тектоническая деформация береговой линии раннехвалынского моря на дагестанском побережье Каспия // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1980. № 2. С. 80–82.
12. Леонтьев О.К. Следы древнекаспийских регрессий в рельефе склона дагестанского побережья Каспия // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 1948. № 3. С. 171–174.
13. Свиточ А.А. Большой Каспий: строение и история развития. М.: Изд-во МГУ, 2014. 272 с.
14. Шкатова В.К. Каспийский регион – опорный стратиграфический разрез “квартера России” // Фундаментальные проблемы квартера, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований. Ростов-н/Д.: Изд-во ЮНЦ РАН, 2013. С. 702–704.
15. Безродных Ю.П., Сорокин В.М., Янина Т.А. Палеогеография позднего плейстоцена Каспийского моря. Новые данные // Актуальные проблемы палеогеографии и стратиграфии плейстоцена / Мат-лы Всерос. науч. конф. “Марковские чтения – 2015”. М.: Изд-во МГУ, 2015. С. 19–22.
16. Рычагов Г.И. Хвалынский этап в истории Каспийского моря // Вестн. МГУ. Сер. 5. География. 2014. № 4. С. 3–9.

Поступила в редакцию 25.09.2015

GIRKAN STAGE IN THE DEVELOPMENT OF THE CASPIAN SEA

G.I. RYCHAGOV

Summary

Analysis of data on relief and geological structure of the continental part of the Dagestan coast of the Caspian Sea, and especially, aging of sediments of marine terraces by faunal data (shells) confirm the existence of the independent Girkan stage of the sea development. Girkan transgression occurred in the time interval between Late Khazar and Early Khvalyn transgressions. As a result of the abrasion activity of Girkan transgression the topography of the coastal lowland and its morphological boundary with the foothills of the Greater Caucasus were finally formed. The boundary has an altitude of 100–105 m and 120–130 m. These altitudinal differences arose as a result of tectonic movements and accumulation of slope and alluvial-proluvial sediments at the foot of the escarpment separating the coastal plain from foothills. The Late Khazar and Girkan transgressions occurred in different climatic conditions: first, in the era of MIS-5e (interglacial), second in MIS 5d-5a with repeated alternations of warming and cooling.

doi:10.15356/0435-4281-2016-1-3-17