ГЕОМОРФОЛОГИЯ

№ 4 октябрь — декабрь 1982

НАУЧНЫЕ СООБЩЕНИЯ

УДК 551.4 : 551.24 (—925.22)

АРИСТАРХОВА Л. Б., ФЕДОРОВА Н. А.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О НОВЕЙШЕЙ МОРФОСТРУКТУРЕ И ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ МАССИВА РЫН-ПЕСКОВ

(в связи с поисками нефти и газа)

Изучение рельефа южной части Прикаспийской низменности, в том числе расположенного здесь обширного песчаного массива Рын-песков, предпринималось неоднократно. Работавшие здесь в разные годы И. П. Герасимов, Ю. А. Мещеряков, А. Г. Доскач, О. К. Леонтьев, Н. И. Фотеева, М. В. Проничева, Л. Б. Аристархова, А. А. Свиточ и др. убедительно показали, что главные черты рельефа этой территории зависят в основном от ее новейшей и, вероятно, более древней тектонической структуры. Следовательно, возможно решение обратной задачи — детально изучив геоморфологию, на первый взгляд, монотонной аккумулятивной равнины юга Прикаспийской низменности, расшифровать ее морфоструктуру и тем самым помочь выявлению конкретных черт региональной и локальной тектонической структуры этого геологически слабо изученного, «закрытого» региона, что важно для планирования нефтегазопоисковых работ. Именно такая задача решалась нами в 1974—1979 гг. в процессе среднемасштабных геоморфологических исследований, выполнявшихся по заданию ВНПО «Аэрогеология» на территории Рын-песков.

Рын-пески — слаборасчлененная аккумулятивная равнина морского происхождения, в разной степени переработанная эоловыми, флювиальными, солончаковыми и другими процессами аридного типа. Абсолютные отметки поверхности равнины изменяются от нуля, редко 5 м на северо-западе до —28 м на юге; фоновые отн. превышения колеблются от 1—3 до 7—8 м.

История развития рельефа Рын-песков связана с колебаниями уровня вод Каспийского бассейна в хвалынское и новокаспийское время. Позднехвалынское море, распространявшееся в период максимума до абс. отметок 0÷—2 м, захватывало почти всю территорию. Снижение его уровня происходило неравномерно, сменяясь кратковременными вторичными трансгрессиями. В пределах Рын-песков, как и в других районах Северного Прикаспия [1], прослеживаются следы береговых линий двух трансгрессий: кумской и саргасской. Не менее отчетливы следы двух береговых линий новокаспийской трансгрессии: максимальной (абс. отметки —19—20 м) и вторичной (с задержкой уровня моря на абс. отметках —22 м). Первичные, во многом тектогенные неровности дна древних морей Каспия, влиявшие на мощность и характер морской аккумуляции, разная глубина проникновения морей в сушу, происходившего на фоне дифференцированных позднеплейстоцен-голоценовых тектонических движений, и неодинаковая длительность континентального развития в эпохи регрессий оказали существенное влияние на направленность и интенсивность процессов рельефообразования и формирование современного рельефа. В эпохи трансгрессий районам с наиболее активным ростом соляных куполов соответствовали мелководья, острова, абразионные бенчи. Береговые линии крупных заливов и полуостровов очерчивали тектогенные поднятия и прогибы. Во время регрессий новейшая

тектоническая активизация зон региональных разрывных нарушений, блоково-пликативных относительных поднятий и опусканий и соляной тектоники контролировала пути стока и глубину эрозионных врезов водотоков, следовавших за берегом отступившего моря, а также влияла на локализацию и интенсивность склоновой денудации, солончаковой агрессии, эоловых процессов, суффозии, карста и других проявлений экзогенного рельефообразования.

Для выявления тектонически обусловленных региональных и локальных черт современного рельефа Рын-песков мы проводили специализированные геоморфологические исследования [2].

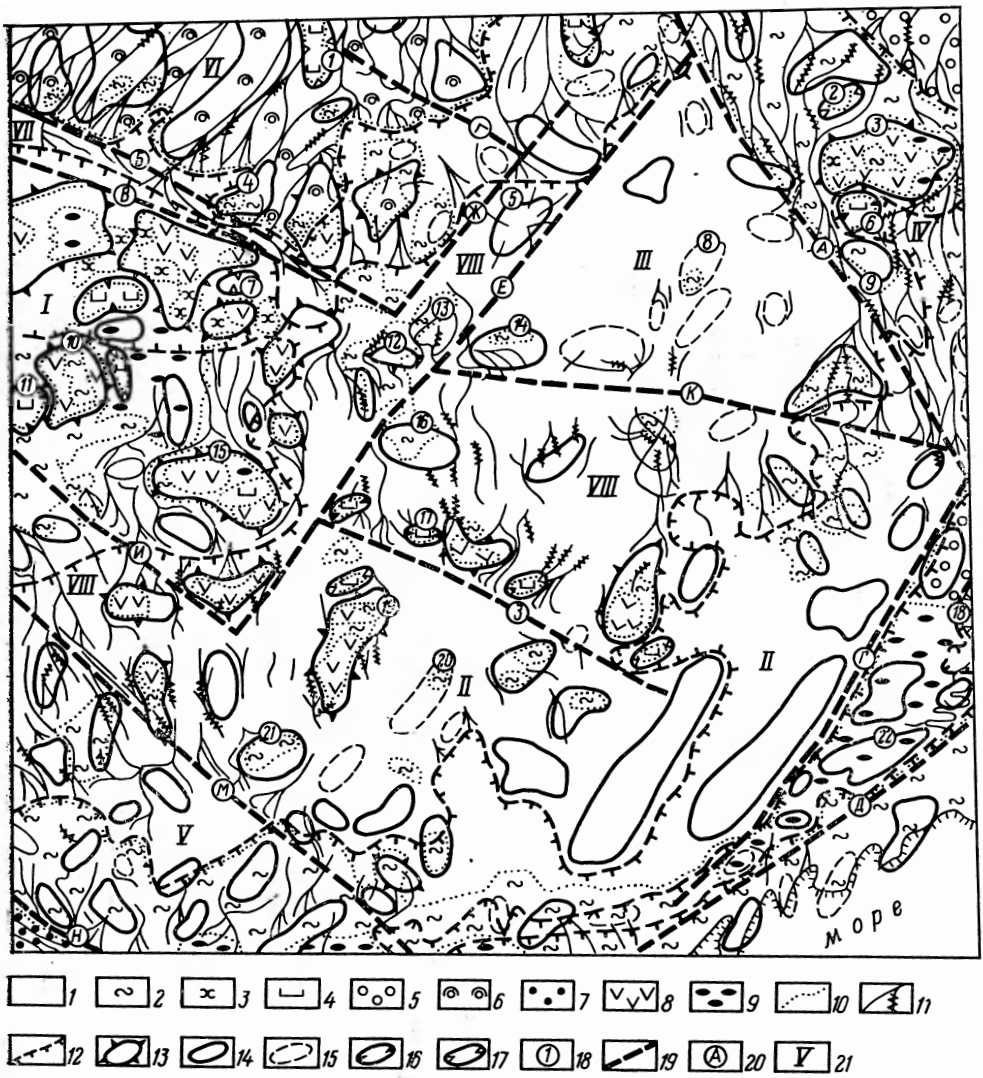
Специализация осуществлялась двумя способами. Главный способ заключался в морфогенетическом и историко-геоморфологическом анализе рельефа со структурно-геоморфологических позиций на основе дешифрирования аэро- и космоснимков и полевых наблюдений на ключевых участках. Цель такого анализа — определение регионального историко-морфогенетического фона рельефа и выявление на этом фоне геоморфологических «аномалий» тектонического происхождения. В результате был определен и зафиксирован на карте набор характерных признаков фоновых и аномальных, тектогенных, хроно-морфогенетических категорий рельефа. Полученная таким образом специализированная геоморфологическая карта не только характеризует общее геоморфологическое строение, но и объективно подчеркивает те особенности рельефа территории, которые способствуют пониманию ее морфоструктуры.

Второй, вспомогательный способ опирался на специализированный анализ детальных топографических карт с целью выявления подобия геометрических характеристик тектонических структурных форм, прямо или косвенно отразившихся в топографическом изображении. Были выполнены: а) анализ рисунка топографического изображения с целью выделения как линеаментов и структурных линий, вероятно, фиксирующих разрывные нарушения или простирания пород, так и морфологических аномалий, возможно, связанных с проявлениями новейших структуроформирующих движений; б) построение карты морфоизогипс с целью определения по изгибам обобщенного гипсометрического поля предполагаемых контуров новейших морфоструктур; в) анализ общей расчлененности территории для выявления участков аномальной (относительно фона) расчлененности, косвенно связанной с характером дифференцированных новейших тектонических движений.

Комплексный анализ данных, полученных в результате использования названных методических приемов, позволил сделать выводы о морфоструктуре и новейшей позднеплейстоцен-голоценовой тектонической структуре региона, в схематическом виде отраженной на структурно-геоморфологической схеме (рисунок). На схеме показаны как малые морфоструктуры, обусловленные главным образом новейшей активизацией соляной тектоники, так и крупные линейные (морфолинеаменты) и блоково-пликативные морфоструктуры регионального масштаба.

В таблице приведены основные геоморфологические признаки положительных и отрицательных малых морфоструктур, подразделенных на три группы по степени их относительной активности в позднем плейстоцене — голоцене. Оценка тектонической активности опиралась на два основных признака: степень переработки первичной поверхности последующими экзогенными процессами и величину локальной деформации этой поверхности, которую на территории Рын-песков в целом можно рассматривать как одновозрастный позднеплейстоцен-голоценовый геоморфологический уровень.

Расчеты, опирающиеся на величину денудационного среза верхнехвалынских отложений, позволяют считать, что среднегодовая скорость воздымания положительных локальных морфоструктур за послепозднехвалынское время составляет: для высокоактивных 0,4—0,6 мм; для умеренно активных 0,2—0,3 мм. Скорость роста весьма активных локальных морфоструктур, таких, как Худайберген—Бесшоки (*15*), Азгыр Восточ-



Структурно-геоморфологическая схема юга Волго-Уральского междуречья

1 — равнины аккумулятивные морского происхождения, переработанные эоловыми процессами, *2* — то же, последующими экзогенными процессами практически не видоизмененные, *3* — то же, существенно переработанные солончаковыми процессами; *4* — равнины аккумулятивные лагунно-озерного происхождения, сформированные на месте морских заливов; *5* — равнины аккумулятивные дельтового происхождения, последующими процессами практически не видоизмененные, *6* — то же, переработанные эоловыми процессами; *7* — аккумулятивная равнина Волго-Ахтубинской поймы; *8* — «острова» денудационных, денудационно-аккумулятивных и абразионных равнин; *9* — ареалы бэровских бугров; *10* — границы генетических типов рельефа; *11* — фрагменты древних и современных ложбин стока с участками относительно глубокого вреза и солончаковой переработки; *12* — береговые линии разных стадий позднехвалынской и новокаспийской трансгрессий. Контуры локальных морфоструктур, обусловленных соляной тектоникой: *13* — положительные высокоактивные, *14* — то же, среднеактивные, *15* — то же, слабоактивные, *16* — отрицательные высокоактивные, *17* — то же, среднеактивные, *18* — номера локальных морфоструктур; *19* — региональные морфолинеаменты; *20* — буквенные обозначения морфолинеаментов; *21* — номера крупных блоково-пликативных морфоструктур

ный (*10*) и др., где на поверхность выведены доверхнеплиоценовые отложения, в тот же отрезок времени, вероятно, достигала 1—1,5 мм.

На морфоструктурной схеме видно, что среди локальных морфоструктур преобладают (72%) активные (включая весьма активные) и умеренно активные. При сопоставлении с геолого-геофизическими данными, схематически отображающими структурный план надсолевого комплекса

Признаки локальных морфоструктур различной степени новейшей активности

Тип морфоструктуры и степень ее относительной тектонической активности		Основные признаки	
Положительные	Высокоактивные	В эпохи трансгрессий острова, полуострова, мели. В современном рельефе поля денудационных, денудационно-аккумулятивных и слабо видоизмененных морских аккумулятивных равнин, относительно возвышенных (от 5—7 до 20 м и более), нередко осложненных крупными активными солончаками. По контуру морфоструктуры — часто древние береговые валы, массивы оголенных песков, ареалы отчетливых бэровских бугров. Характерно «обтекание» долинами древних и современных водотоков с усиленным эрозионным врезом. Примеры: Худайберген — Бесшоки (*15*), Кошалак (*19*), Жундикудук (*3*) и др.	
	Умеренно активные	В эпохи трансгрессий иногда полуострова и мели. В современном рельефе относительно возвышенные (порядка 4—7 м) поля мало видоизмененных морских аккумулятивных равнин, отчетливо «обтекаемые», реже прорезаемые долинами современных и древних водотоков с усиленным эрозионным врезом. По контуру и в пределах морфоструктуры встречаются крупные массивы оголенных песков и ареалы бэровских бугров. Примеры: Жокер (*5*), Сасыктау (*10*), Дереш (*9*), Жанаталап (*22*): Матан (*21*) и др.	
	Слабоактивные	В эпохи трансгрессий, как правило, не выделялись. В современном рельефе слабо возвышенные (до 3—5 м) поля морских аккумулятивных равнин, видоизмененные эоловыми процессами. Выявляются главным образом по не всегда отчетливому рисунку древних и современных водотоков («обтекание», «растекание» и т. д.). Примеры: Султан (*13*), Муруншик (*20*), Кобла (*8*) и др.	
Отрицательные	Высокоактивные	В эпохи трансгрессий глубокие заливы, лагуны, затем остаточные озера. В современном рельефе плоские и плоско-волнистые лагунно-озерные равнины, отчетливо пониженные относительно окружающей территории и обычно осложненные солончаками, реже такырами	Относительное снижение поверхности (от 5 до 13 м). Примеры: Аксор (*6*), Ужантатор (*11*), Сарлык (*17*) и др.
	Умеренно активные		Относительное снижение поверхности от 2 до 4 м. Примеры: Талас (*1*), Жумалтерек (*7*); Есенгул (*2*), Жалтырская (*18*) и др.

Примечание. Цифры и буквы рядом с названиями морфоструктур в таблице и в тексте соответствуют таковым на рисунке.

(устное сообщение И. Г. Маркиной), оказалось, что большинство весьма активных (92%) и умеренно активных (58%) локальных морфоструктур обнаруживают хорошую сходимость со структурными формами, обусловленными соляной тектоникой. Особенно ярко это проявляется для отрицательных морфоструктур, очертания которых практически полностью совпадают либо с наиболее активными компенсационными и присводовыми мульдами (высокоактивные морфоструктуры), либо с центрами межкупольных зон. Контуры активных положительных локальных морфоструктур и соответствующих солянокупольных поднятий совмещаются менее точно. Абсолютное несовпадение морфоструктур названного типа и форм соляной тектоники наблюдается редко (8%). Хуже увязываются с формами соляной тектоники слабоактивные морфоструктуры: лишь 38% из них показывают хорошую сходимость, 36% — удовлетворительную (центр морфоструктуры существенно смещен относительно геологического контура), а 25% положительных слабоактивных морфоструктур приурочены к межкупольным зонам.

Причины отсутствия связи локальных морфоструктур с формами соляной тектоники неоднозначны. Некоторые «независимые» морфоструктуры, вероятно, возникли вне прямой связи с соляной тектоникой. В частности, очевидно, таковы морфоструктуры, приуроченные к активным региональным морфолинеаментам, предположительно фиксирующим зоны разломов глубокого заложения (Жота-12, Шангара Южная-4, Айбас-14 и др.). Есть основания полагать, что во многих случаях формы соляной тектоники, соответствующие уверенно намеченным морфоструктурам, из-за недостатка геолого-геофизических данных еще не выявлены. Возможны также ошибки в оконтуривании морфоструктур, особенно слабоактивных, выделенных по нечетким косвенным геоморфологическим признакам.

Среди крупных региональных морфоструктур, выделенных в пределах данной территории, особенно четкое геоморфологическое выражение имеют протяженные морфолинеаменты диагональных (СЗ, ЗСЗ, СВ) простираний: Западно-Малоузенский (*А*), Талапские (*Б*) и (*В*), Западно-Уральский (*Г*), Жалтырский (*Д*). Западно-Малоузенский морфолинеамент маркируется резким линейным ограничением системы позднехвалынских («врезанная» дельта Урала) и современных (окончания Камыш-Самарских разливов) водотоков и региональным перегибом топографической поверхности, обращенным на восток—северо-восток (амплитуда перегиба порядка 4—5 м). Морфолинеамент ясно дешифрируется на космоснимках. На северо-западе (за пределами описываемой территории) он кулисно сопрягается с региональным морфолинеаментом, выделенным вдоль р. М. Узень и соответствующим разлому фундамента, намеченному по геофизическим данным [3]. Это свидетельствует о региональном характере и высокой новейшей активности Западно-Малоузенского морфолинеамента, соответствующего, по-видимому, одному из разломов фундамента зоны юго-восточного продолжения Пачелмского авлакогена [4].

Северный (*Б*) и Южный (*В*) Талапские морфолинеаменты фиксируются: перегибами топографической поверхности (между морфолинеаментами заключена узкая относительно пониженная зона, названная Хакской морфоструктурой, системой отчетливо выраженных в рельефе локальных разрывных нарушений, продолжающих друг друга по простиранию; береговыми линиями максимальной и кумской стадий позднехвалынского моря; резким изменением направлений водотоков Урдинской дельты с юго-западного (севернее Северного Талапского морфолинеамента) на западное-северо-западное (в Хакской зоне). Талапские морфолинеаменты северо-западнее описываемой территории хорошо сопрягаются с зоной Эльтонского разлома фундамента, намеченной по геофизическим данным [5, 3].

Западно-Уральский и Жалтырский морфолинеаменты выражены ясными перегибами топографической поверхности и приуроченными к ним береговыми линиями новокаспийских трансгрессий; особенно отчетлив Западно-Уральский морфолинеамент, местами маркируемый 2-метровым уступом позднехвалынской морской равнины и являющийся западным ограничением раннеголоценовых дельтовых образований р. Урал. Оба морфолинеамента, весьма активные в голоцене, дешифрируются на космических снимках. По геофизическим данным им соответствуют уступы фундамента, намеченные Н. И. Неволиным [6], Ю. Н. Хитаровым [7].

Орынтайские (*Е*), Восточно- и Южно-Азгырские (*З*, *И*), Айбасский (*К*), Таласский (*Л*), Карамола-Мынтобинский (*М*) морфолинеаменты характеризуются менее четкими геоморфологическими признаками, что, видимо, объясняется их слабой активизацией в новейшее время. Они фиксируются по однозначно ориентированным и продолжающим друг друга отрезкам и резким изгибам водотоков и древних береговых линий Каспия, по привязанным к одной линии окончаниям ложбин стока, фрагментарным уступам и перегибам топографической поверхности. Некоторые из них (Орынтайский и Айбасский) хорошо видны на космических снимках. Большинство этих морфолинеаментов (Карамола-Мынтобин-

ский, Орынтайский, Южно- и Восточно-Азгырский, Айбасский) также увязываются с разломами, уступами и перегибами поверхности фундамента, предположительно намеченным на тектонических схемах, составленных по геофизическим данным [5, 6, 8, 9].

С морфолинеаментами и соответствующими им региональными тектоническими нарушениями, активными в новейшее время, связаны крупные новейшие морфоструктуры блоково-пликативного типа, осложняющие огромную отрицательную морфоструктуру высшего порядка — Прикаспийскую низменность. В современном рельефе юга Волго-Уральского междуречья новейшие морфоструктуры этого типа не имеют четкого прямого выражения и характеризуются главным образом косвенными геоморфологическими признаками. Это объясняется как слабой дифференцированностью создавших их новейших тектонических движений, так и молодостью рельефа, поскольку геоморфологическое оформление морфоструктур происходило в основном в конце позднего плейстоцена — голоцене.

В условиях низкой аккумулятивной равнины Рын-песков геоморфологическими критериями общего относительного воздымания и соответственно крупных положительных морфоструктур разной позднеплейстоцен-голоценовой тектонической активности, являются: а) концентрация «островов» денудационных и денудационно-аккумулятивных равнин, крупные поля древней морской равнины, мало видоизмененные последующими экзогенными процессами, а также распространение бэровских бугров; б) множественность участков с увеличенной (относительно фона) контрастностью рельефа; в) отсутствие или ничтожное развитие древних и современных водотоков внутри области и «обтекание» ее ложбинами стока по краям; г) общая приподнятость топографической поверхности. Геоморфологическими признаками относительного опускания региональных отрицательных морфоструктур, служат: а) крупные, глубоко вдающиеся в сушу заливы древних морей Каспия; б) распространение многочисленных фрагментов аккумулятивных речных долин и древнедельтовых равнин; в) относительное снижение топографической поверхности; г) котловинно-ячеистый эолово-солончаковый рельеф, формирующийся в условиях близкого залегания грунтовых вод главным образом вдоль некоторых морфолинеаментов (Малоузенского, Орынтайского и др.) со стороны опущенных блоков. Области морской аккумулятивной равнины позднехвалынского возраста, умеренно переработанной эоловыми процессами и расчлененной отдельными фрагментами долин древних водотоков, рассматривались как территории с «нейтральным» рельефом, свидетельствующим об относительной стабилизации тектонических движений в позднем плейстоцене—голоцене; они отнесены к переходным зонам.

На схеме (рисунок) показано шесть положительных морфоструктур трех степеней позднеплиоцен-голоценовой тектонической активности, разделенных морфолинеаментами, отрицательной грабенообразной морфоструктурой и переходными зонами (VIII). Отчетливее других выражена наиболее активная положительная Азгырская морфоструктура (I), выделяющаяся относительной приподнятостью (на 6—7 м) топографической поверхности и региональной аномалией расчлененности рельефа. К ней приурочены высокоактивные локальные морфоструктуры (61%) и почти отсутствуют слабоактивные. В геологическом отношении ей соответствуют крупные поля доверхнехвалынских отложений, выходы дочетвертичных пород и соляных штоков.

На юго-востоке Азгырская морфоструктура кулисно сопрягается с обширной Северо-Каспийской (II) менее активной положительной морфоструктурой. Геоморфологическими критериями последней являются: многочисленные массивы оголенных песков, образовавшиеся на месте баров, отмелей, береговых валов, изобиловавших здесь в кумскую и сартасскую стадии позднехвалынской трансгрессии; отдельные «острова» денудационного рельефа; поля мало видоизмененной первичной морской равнины; «обтекание» центральной части морфоструктуры системой древних ложбин стока с севера и юго-запада; ареалы бэровских бугров

в приморской зоне. Из малых морфоструктур здесь преобладают среднеактивные (60%); второе место (27%) занимают слабоактивные. Внутри Северо-Каспийской морфоструктуры по положительным деформациям топографической поверхности и увеличению локальной расчлененности рельефа намечено четыре участка несколько большей активации положительных тектонических движений.

Такова же, как и Северо-Каспийской, тектоническая активность положительных морфоструктур Большой Жундикудукской (IV), Астраханско-Ахтубинской (V) и, очевидно, Сарлыбайской (III). Большая Жундикудукская, основу которой составляет высокоактивная Жундикудукская локальная положительная морфоструктура, фиксируется обширным «островом» денудационной равнины, полукольцом окаймленным ареалом бэровских бугров; крупным полуостровом сартасской стадии позднехвалынского моря; множеством фрагментов древних водотоков с глубоким эрозионным врезом; положительной деформацией топографической поверхности. Эта морфоструктура соответствует западной части Кзылбергинского новейшего поднятия, намеченного по космическим снимкам [10]. Астраханско-Ахтубинская морфоструктура маркируется широким полем мало видоизмененной первичной морской аккумулятивной равнины, «обтекание» центральной части морфоструктуры долинами древних водотоков, ареалами бэровских бугров. Из малых морфоструктур преобладают среднеактивные (86%). Сарлыбайская морфоструктура отчетливо вырисовывается по практически полному отсутствию следов древних и современных водотоков и небольшому (3—4 м) общему повышению топографической поверхности. Морфоструктуре свойственна значительная расчлененность рельефа (с отн. превышениями барханных гряд 5—7 м и более при фоновом для региона 3—4 м). При прочих равных условиях (достаточной мощности песчаного субстрата и длительности эолового воздействия) повышенная эоловая расчлененность может быть связана с более низким положением уровня грунтовых вод в области новейшего поднятия и местном усилении рельефообразующей энергии ветра. В то же время в отличие от других крупных положительных морфоструктур юга междуречья Сарлыбайская морфоструктура характеризуется приуроченностью к ней в основном слабоактивных локальных морфоструктур (70%) и отсутствием высокоактивных. Возможно, это объясняется инверсионным характером Сарлыбайской морфоструктуры, впервые оформившейся в позднем плейстоцене—голоцене на месте крупной отрицательной морфоструктуры.

На северо-западе региона, в области древней Урдинской дельты, условно показана слабоактивная положительная Урдинская морфоструктура (VI). Аккумулятивный характер первичной дельтовой равнины и расчленяющих ее широких речных долин свидетельствует о нисходящем развитии рельефа этой области в позднем плейстоцене. С другой стороны, относительная приподнятость топографической поверхности (7—10 м), положительные аномалии расчленения рельефа, останцы раннехвалынской равнины, реликты высоких береговых валов позднехвалынского моря, значительная эоловая переработка указывают на то, что в конце позднего плейстоцена—голоцене эта территория испытывала поднятие.

Урдинскую и Азгырскую положительные морфоструктуры разделяет грабенообразная Хакская отрицательная морфоструктура (VII), ограниченная с севера и юга Талапскими морфолинеаментами. Геоморфологические признаки Хакской морфоструктуры — относительное общее снижение топографической поверхности на 2—3 м; простирание вдоль прогиба береговых линий заливов древних морей; «распластывание» протоков древней Урдинской дельты. К западу морфоструктура расширяется и включает в себя огромный солончак Хаки — реликт глубоких морских заливов максимальной и кумской стадий позднехвалынской трансгрессии.

Описанные крупные морфоструктуры, из которых Азгырская, Урдинская, Астраханско-Ахтубинская и частично Северо-Каспийская в общих

чертах были намечены еще О. К. Леонтьевым и Н. И. Фотеевой [11], вероятно, соответствуют блокам фундамента, испытавшим в новейшее время движения разной интенсивности. В справедливости этого предположения убеждает отмеченная выше тесная связь между морфолинеаментами, ограничивающими морфоструктуры, и зонами разрывных нарушений и уступов фундамента, намеченных по геофизическим данным. Зависимость крупных новейших морфоструктур от элементов фундамента выявляется при непосредственном сопоставлении их контуров со структурными схемами фундамента. Так, судя по структурной карте поверхности фундамента [9], Северо-Каспийской положительной морфоструктуре соответствует центральная часть Северо-Каспийского поднятия фундамента (по изогипсе —8 км); Азгырская морфоструктура приурочена к северо-западной периклинали этого же поднятия; Астраханско-Ахтубинская соответствует Астраханскому выступу фундамента; Жундикудукская — западному окончанию безымянного выступа фундамента, осложняющего его пологое погружение к северу; южное ограничение Сарлыбайской морфоструктуры (Айбасский морфолинеамент) совпадает с широтным флексурным перегибом поверхности фундамента вдоль северной периклинали Северо-Каспийского поднятия.

При этом наблюдается определенная зависимость в распределении локальных морфоструктур разной активности от морфоструктур регионального масштаба: более активные из них в большинстве приурочены к наиболее приподнятым крупным морфоструктурам.

Намеченные по геоморфологическим данным закономерности тектонического строения, в частности предполагаемые простирания региональных зон разрывных нарушений глубокого заложения, очертания блоков фундамента разной новейшей тектонической активности, местоположение локальных морфоструктур, предположительно обусловленных соляной тектоникой, но пока еще не выявленных по геолого-геофизическим данным, должны быть учтены геологами при дальнейшем изучении юга Волго-Уральского междуречья в связи с поисками нефти и газа.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Леонтьев О. К., Маев Е. Г., Рычагов Г. И.* Геоморфология берегов и дна Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1977. 209 с.
2. *Аристархова Л. Б.* Геоморфологическая карта при структурно-геоморфологических исследованиях.— В кн.: Материалы по геоморфологии и новейшей тектонике Урала и Поволжья. Уфа, 1976, с. 30.
3. *Чакобаев С. Е., Кирюхин Л. Г., Капустин И. Н., Самодуров В. И., Галактионов А. Б., Волчагурский Л. Ф.* Тектоника и нефтегазоносность Прикаспийской впадины.— Геология нефти и газа, 1978, № 7, с. 30.
4. *Слепакова Г. И.* О продолжении Пачелмского авлакогена в Прикаспийской впадине.— Геотектоника, 1977, № 3, с. 46.
5. *Слепакова Г. И., Черепанов Н. Н.* Строение кристаллического фундамента Прикаспийской впадины по геофизическим данным.— В кн.: Актуальные вопросы геологии и нефтегазоносности Прикаспийской впадины.— Тр. ВНИГРИ, 1976, вып. 368, с. 14.
6. Гипсометрическая карта поверхности фундамента Прикаспийской впадины и Устюрта/Ред. Неволин Н. И. М.: Недра, 1974.
7. *Хитаров Ю. Н.* Возможности изучения разломов глубоко погруженного фундамента.— Сов. геол., 1977, № 10, с. 141.
8. *Журавлев В. С., Кузьмин Ю. Я.* О предполагаемом Азгырском разломе в южной части междуречья Урала и Волги.— Докл. АН СССР, 1960, т. 130, № 2, с. 387.
9. *Яншин А. Л., Авров В. П., Волож Ю. А., Сапожников Р. Б., Шлезингер А. Е., Юров Ю. Г.* Структура и неотектонические условия образования подсолевых палеозойских образований юга Прикаспийской впадины.— Геотектоника, 1980, № 3, с. 45.
10. *Волчегурский Л. Ф., Воробьев В. Т., Галактионов А. Б., Козлов В. В., Оруджева Д. С., Ромашев А. А.* Космофототектоническая карта Арало-Каспийского региона м-ба 1 : 2 500 000. М.: ГУГК, 1978.
11. *Леонтьев О. К., Фотеева Н. И.* Геоморфология и история развития северного побережья Каспийского моря. М.: Изд-во МГУ, 1965. 151 с.

Московский государственный университет
Географический факультет

Поступила в редакцию
7.IV.1981

THE NEW DATA OF THE NEW MORPHOSTRUCTURE AND DEEP-SEATED STRUCTURE OF RIN-SAND MASSIF (with view to oil and gas prospects)

ARISTARKHOVA L. B., FEDOROVA N. A.

Summary

Comparison of geomorphological and geophysical data proved both small—local—and large—linear and areal—morphostructures to reflect not only neotectonic structures but some tectonic features due to basement's differentiation into blocks and intense salt tectogenesis. Distribution of small morphostructures differing in degree of neotectonic activity appeared to be controlled by large regional morphostructures: active small morphostructures are mostly restricted to most evelated large ones.

УДК 551.054(262.54)

АРТЮХИН Ю. В.

ВОЛНОВОЕ РАЗРУШЕНИЕ ОБВАЛЬНЫХ БЕРЕГОВ АЗОВСКОГО МОРЯ

В 1979—1981 гг. подготовлены схемы инженерной защиты от размыва побережья Азовского моря в пределах Краснодарского края и Украинской ССР. В ближайшее время начнется разработка проектов берегозащиты по отдельным районам. Особое внимание будет уделено участкам, подвергающимся наиболее активному разрушению. В связи с этим учет особенностей развития обвальных берегов Азовского моря приобретает важное значение.

Берега Азовского моря сложены однообразным комплексом пород. В целом можно выделить две группы литологических разностей. В первую входят несцементированные осадочные породы — лёссовидные глины и суглинки. Вторая представлена прочными рифовыми известняками. Наибольшее распространение получили рыхлые отложения, формирующие свыше 88% всей протяженности обвальных берегов. Скальные клифы встречаются лишь на побережье Керченского полуострова и локально на северном берегу Таганрогского залива (рисунок). В. П. Зенкович [1] указал на существование различий в процессах разрушения этих типов берегов, предложив называть волновое разрушение скальных клифов абразией, а рыхлых уступов — размывом. Необходимость разделения этих понятий признается и в позднейших сводках [2]. Вместе с тем далеко не всем особенностям волнового разрушения берегов, сложенных рыхлыми породами, уделяется должное внимание.

Рассмотрим два одинаковых по форме и экспозиции береговых склона, оказавшихся в зоне волнового воздействия. Первый сложен лёссовидными суглинками (А), второй — прочными известняками (Б). В составе суглинков содержание песчаных фракций не превышает в среднем 15—20% (условия Азовского моря). Пусть, исходя из различий физико-механических свойств, средние скорости разрушения берегов соответственно составят А=1,5, Б=0,1 м/год. По истечении периода $T_1=10$ годам берег в первом случае отступит на 15 м, во втором при прочих равных условиях — на 1 м. В дальнейшем равенство условий выдерживаться не будет. У основания скального клифа возникнет навал глыб, он уменьшит скорость абразии. На суглинистом берегу при заданном содержании песчаных фракций сформируется пляж шириной 6—7 м и мощностью до 0,8 м, который не может предотвратить волновое воздействие на обрыв.