

A new method is introduced to classify and map regions by the earth-crust types and recent endogenous regimes. Areas of certain regimes when compared with neotectonic structure and topography manifest a great variety of the corelation. The author concludes that the same neotectonic structures and similar types of topography (both positive and negative) may belong to areas of different endogenous regimes (both constructive and destructive). Some regions are indicated where neotectonic structures disagree with classes of recent endogenous regimes which accounts for possibility of autonomous topographic evolution of the regions.

УДК 551.432.8(574+575)

ГОРОДЕЦКАЯ М. Е.

МОРФОСТРУКТУРНОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ТУРАНСКОЙ РАВНИНЫ

Несколько лет назад нами была предложена принципиальная схема морфоструктурного строения Туранской равнины [1]. Было подчеркнуто, что в рельефе Турана, так же как и Западно-Сибирской равнины [2, 3], различаются Внутренняя относительно пониженная морфоструктурная область и Внешний относительно повышенный морфоструктурный пояс. В пределах последнего было выделено несколько районов, отличных по простианию основных структурно обусловленных элементов рельефа, представленных отрицательными морфоструктурами — низменностями и впадинами и положительными — низкогорьями, плато, возвышенностями, наклонными и субгоризонтальными равнинами. Ниже мы приводим морфоструктурное районирование Туранской равнины, где морфоструктуры первого порядка выделены по соотношению обобщенного современного орографического плана равнины со структурой и рельефом фундамента и структурой платформенного чехла (по кровле меловых отложений). В основу этого районирования положены принципы морфоструктурного анализа, разработанные И. П. Герасимовым [4—6] и Ю. А. Мещеряковым [7, 8].

Внешний морфоструктурный пояс Туранской равнины (А) очень разнороден. Нами выделено здесь семь районов, отличных по сумме структурно-геоморфологических факторов и характеру воздействия смежных территорий: в западном сегменте равнины северный, северо-западный и юго-западный районы, а в восточном ее сегменте — южный, юго-восточный и восточный. Ниже приводится характеристика морфоструктур в каждом из этих районов (рис. 1 и 2).

Северный район (А₁)¹ расположен в пределах погребенных герцинских складчатых структур (уралид) севера Туранской плиты, для которых типично субмеридиональное простиание [9]. Включает две положительные морфоструктуры: Северо-Аральское (1) расчлененное плато (140—325 м)² и Челкарскую (2) слабонаклонную равнину (120—200 м).

Северо-Аральская морфоструктура наследует субмеридиональную систему погребенных мегантиклиналей и мегасинклиналей южного продолжения Урала. Характеризуется линейным чередованием высоких структурно-денудационных плато и денудационных равнин их подножия на антиклиналях, линейных структурно-эрозионных ложбин с аккумулятивными днищами — в синклиналях. Иногда коренные отложения на

¹ Нумерацию морфоструктур см. на рис. 1.

² Здесь и ниже указаны абсолютные отметки поверхности.

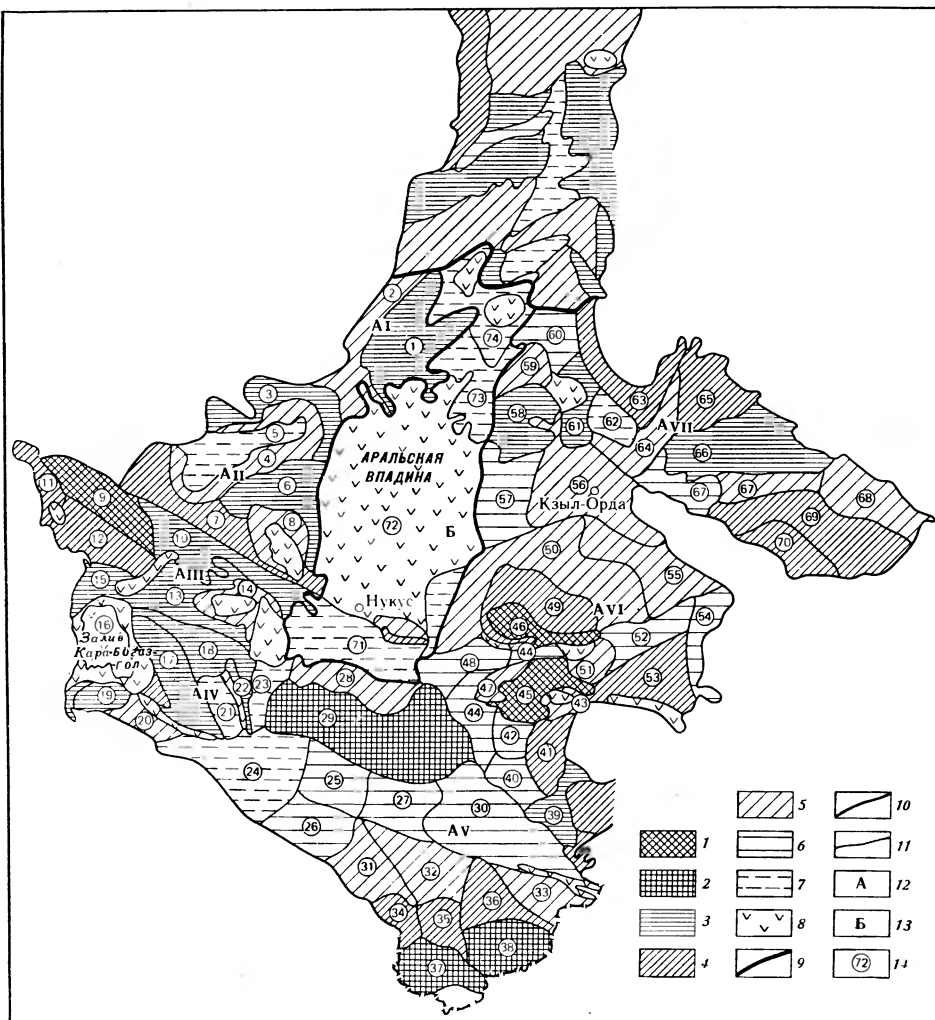


Рис. 1. Морфоструктуры Туранской равнины и сопредельных территорий
Положительные морфоструктуры: 1 — низкотеррасы, 2 — возвышенности, 3 — плато, 4 — наклонные равнины, 5 — слабонаклонные равнины, 6 — субгоризонтальные равнины.
Отрицательные морфоструктуры: 7 — низменности, 8 — впадины. Границы: 9 — Туранской равнины и сопредельной территории Тургая, 10 — Внутренней морфоструктурной области, 11 — крупных морфоструктур; 12 — Внешний относительно повышенный морфоструктурный пояс, 13 — Внутренняя относительно пониженная морфоструктурная область, 14 — номер морфоструктуры

антиклиналях развезены (Большие и Малые Барсуки). Характерна асимметричность положительных и отрицательных элементов рельефа: восточные их склоны обычно круче и нередко осложнены разломами. По типу это прямая, унаследованная морфоструктура.

Что же касается Челкарской морфоструктуры, то она не может быть квалифицирована столь прямолинейно. Находясь между Мугоджарами на западе и Северо-Аральскими плато на востоке, эта морфоструктура относительно их опущена, хотя и не столь низко, как соседние равнины Приаралья. В то же время Челкарская равнина наследует структуру Челкарского прогиба, находящуюся на южном погружении Урало-Тобольской геантиклинальной зоны. Поверхность меловых отложений погружена здесь на 950—450 м. Моноклиальное погружение пород мезозоя — кайнозоя наблюдается к югу (в сторону Северо-Устьюртского прогиба и Аральской впадины), соответственно понижается и дневная поверхность. Ведущий генетический тип рельефа — денудационная равнина, развитая по кровле пород олигоцена, реже плиоцена. Перестройка рельефа с аккумулятивного на денудационный началась здесь в позднем

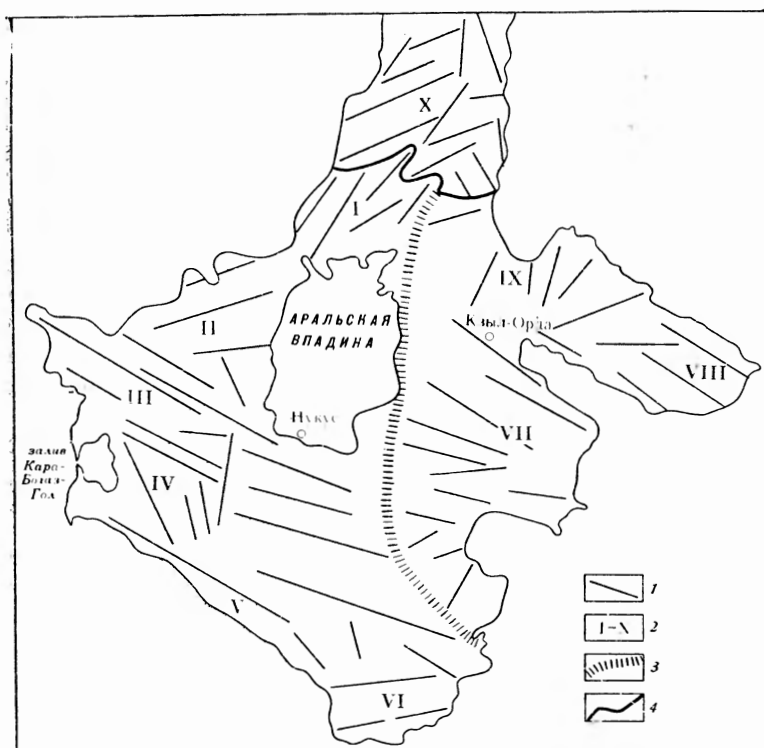


Рис. 2. Простираие крупных морфоструктур Туранской равнины и их связь со структурой сопредельных территорий 1 — простираие основных морфоструктур, 2 — районы с различным простираием крупных морфоструктур: I — северный район юг — юго-западного простираия морфоструктур в зоне влияния погребенных герцинид (уралид), II — северо-западный район север — северо-восточного простираия морфоструктур в зоне влияния периферии докембрийской платформы, III — западный район восток — юго-восточного простираия морфоструктур в зоне влияния позднепалеозойских донбассид, IV — юго-западный район юг — юго-восточного простираия морфоструктур в области склона эпигерцинской платформы, V — прикопетдагский район восток — юго-восточного простираия морфоструктур в зоне влияния субширотной альпийской структуры Копетдага, VI — южный район запад — юго-западного простираия морфоструктур в зоне влияния структур Паропамиза, VII — юго-восточный район запад — северо-западного простираия морфоструктур в области влияния структур Западного Тянь-Шаня, VIII — восточный район северо-западного простираия морфоструктур в зоне влияния структур Северного Тянь-Шаня, IX — северо-восточный район юг-юго-западного простираия морфоструктур в зоне влияния структур юго-западного Казахстана, X — южный и центральный Тургай — субширотные крупные морфоструктуры запад — юго-западного простираия в зоне влияния структур Западного Казахстана. 3 — субмеридиональная зона регионального контакта разноориентированных субширотных морфоструктур. 4 — граница Туранской равнины и сопредельной территории Тургай

миоцене, когда эта территория была вовлечена в поднятие. Однако поднятие не смогло ликвидировать черты унаследованности морфоструктуры, хотя и осложнило ее характер. Очевидно, в данном случае сказалось положение Челкарской морфоструктуры в зоне контакта двух различных геоструктур: Турана и Урала.

Северо-Западный район (A_{II}) расположен в пределах погребенных герцинских складчатых структур северо-запада Туранской плиты, для которых типично субширотное простираие [10]. Включает морфоструктуры Северного Устьурта, в частности Северо-Устьуртское плато (3), которое в целом может быть отнесено к инверсионному типу. Современные относительно возвышенные плато (до 225 м), так же как и наклонные равнины (4) (до 150 м), расположены в пределах Северо-Устьуртской синеклизы [11]. Последняя характеризуется погружением кровли фундамента на глубину от 3000 до 5000 м и более при глубине залегания кровли меловых отложений до 1200 м. Толща морских палеоген-миоценовых отложений, завершающая цикл площадной аккумуляции на территории Северного Устьурта, и последующая ее денудация свидетель-

ствуют о том, что инверсия рельефа началась здесь в конце позднего миоцена — начале плиоцена. Однако это только общая картина. При более детальном изучении рельефа Северного Устья и сопоставлении элементов его морфоструктуры со структурой осадочного чехла на фоне общей инверсии рельефа выявляется унаследованность отдельных морфоструктур. Для подтверждения этого рассмотрим вначале отрицательные морфоструктуры Северного Устья.

Так, Самско-Косбулакская впадина (5) (70—100 м) тяготеет к осевой зоне Северо-Устьютского прогиба, которая отмечена Самской и Косбулакской мульдами, где кровля фундамента и мела лежит на глубине более 4000 и 1200 м соответственно, а мощность третичных отложений увеличена по сравнению с соседними участками плато на 1000 м. Когда на большей части Северного Устья площадная аккумуляция прекратилась, в этой впадине еще был залив Понто-Каспия. И сейчас эта впадина четко выделяется в рельефе; на ее дне находятся массивы песков и обширные солончаки, а борта с севера, востока и юга ограничены широкой слабонаклонной денудационной равниной с высотами до 150 м. Как видим, Самско-Косбулакская впадина вместе с окружающей ее слабонаклонной равниной унаследованно отражают соответствующую ей структуру фундамента и чехла. Это характерно и для впадины Барсакельмес (8) (до 100 м) с окружающей ее слабонаклонной денудационной равниной (100—150 м), которые наследуют структуру древнего Барсакельмесского прогиба.

Аналогичная картина наблюдается и при анализе положительных морфоструктур Северного Устья, таких, как Актумское плато (6) (150—220 м), Центральноустыртская слабонаклонная равнина (7) (150—225 м). Первое наследует Актумское (Кассарминское) поднятие, где кровля складчатого основания относительно приподнята до —2000 м, толща пермо-триасовых отложений соответственно сокращена, а кровля меловых отложений достигает местами нулевой отметки. Центральноустыртская слабонаклонная денудационная равнина постепенно повышается к субширотным морфоструктурам Мангышлак-Центральноустыртской зоны. Она наследует северный моноклиальный склон Мангышлак-Устыртской системы субширотных мегантиклиналей и мегасинклиналей и ограничена зоной глубинного трансустыртского субширотного разлома, по которому мы проводим южную границу северо-западного района. Кровля фундамента здесь соответственно повышается от —3500 до —2000 м, а поверхность меловых отложений — от —100 до 0 м. Еще в позднем миоцене здесь было море, однако уже к концу неогена на месте бывшего морского дна сформировалась относительно приподнятая равнина, которая начала интенсивно денудироваться.

Таким образом, северо-западный район западного сегмента Внешнего морфоструктурного пояса Турана отличается тем, что на фоне общей инверсии его рельефа в ходе новейшего поднятия территории обособляются прямые как положительные, так и отрицательные морфоструктуры. Известным исключением, как отмечалось выше, является расположенная на стыке Туранской и Русской платформ морфоструктура Северо-Устыртского плато (170—220 м). Это плато ограничивает Самско-Косбулакскую впадину с севера и востока, образуя северный и северо-восточный чинки Устья. Выходы в обрывах чинков разновозрастных преимущественно морских толщ и амплитуда их новейшего поднятия позволяют судить о масштабе инверсии рельефа Северного Устья за послепонтийское время.

Западный район (A_{III}) расположен в пределах погребенных позднепалеозойских складчатых структур — донбассид запада Туранской плиты, для которых типично восток — юго-восточное простираие. Район имеет прямолинейные, обусловленные зонами разломов северную и частично южную границы. Он образует субширотную «перемычку», которая делит западный сегмент Внешнего морфоструктурного пояса на два района: северо-западный и юго-западный. Состоит из двух взаимно параллельных, но противоположных по типу субширотных зон: унаследо-

ванной Мангышлак-Центральноустюртской и инверсионной Южно-Мангышлакско-Южно-Устюртской. Первая — это положительные древне-унаследованные морфоструктуры Мангышлакская (9) и Центрально-устюртская (10), которые представлены низкорьем (до 450 м) в пределах Мангышлака, плато и увалами (до 340 м) — в пределах Центрального Устюрта и соответствуют Мангышлакской субширотной системе мегантиклиналей и мегасинклиналей. Кровля фундамента здесь относительно приподнята, достигая нулевых отметок в пределах ряда положительных локальных морфоструктур. Меловые отложения нередко отсутствуют, и тогда юрские отложения либо выходят на дневную поверхность, либо непосредственно перекрываются осадками неогена. Так, низкорье Каратау наследует соответствующую мегантиклиналь, в своде которой на дневную поверхность выходят породы складчатого фундамента. Увалы Центрального Устюрта имеют относительное превышение над поверхностью плато от 50 до 150 м и также соответствуют мегантиклиналям. Длительность их унаследованного развития подтверждается спецификой геологического строения и интенсивностью денудации в плиоцен-четвертичное время. На увале Музбель на дневную поверхность выходят низы верхнемеловых отложений — вся вышележащая толща мел-палеоген-неогенового возраста денудирована.

Зона этих унаследованных морфоструктур ограничена на юге положительными инверсионными морфоструктурами — на западе Южно-Мангышлакским плато (12) (150—250 м), а на востоке Южно-Устюртским плато (13) (200—230 м). Они соответственно тяготеют к Мангышлак-Устюртской (Северо-Туркменской) зоне прогибов. Фундамент здесь вновь погружается на глубину от 3000 до 5000 м. Кровля меловых отложений опущена здесь на глубину 600—1200 м. Соответственно их мощность достигает 1200—2200 м, что резко контрастирует с Мангышлак-Устюртской зоной унаследованных морфоструктур. Подошва отложений среднего миоцена — нижнего плиоцена также опущена на глубину 40—80 м [9]. В современном рельефе здесь преобладают приподнятые плато, сформированные в ходе плиоцен-четвертичной инверсии.

Относительная унаследованность сохраняется лишь на крайнем востоке этой инверсионной зоны в непосредственной близости к Внутренней относительно опущенной морфоструктурной области — в границах впадины Ассак-Аудан (14) (до —29 м) с прилегающей к ней слабонаклонной равниной (100—150 м), которые занимают наиболее погруженную часть одноименной отрицательной структуры.

Юго-западный район (A_{IV}) имеет сложное строение, что объясняется, на наш взгляд, положением района на юго-западе Туранской плиты в зоне ее моноклиального склона, где в фундаменте предполагается наличие жестких массивов — осколков древней допалеозойской платформы [10]. Здесь в равной мере представлены положительные и отрицательные морфоструктуры, которые меняют свою ориентировку с субширотной на севере района на субмеридиональную в его южной половине. Так же как и в других районах Внешнего морфоструктурного пояса, преобладает прямой, унаследованный тип морфоструктуры, а инверсия рельефа имеет место лишь на периферии — в зоне сочленения Турана с впадиной Каспийского моря. На севере района представлены унаследованные морфоструктуры — плато Кендырли-Каясанское (15) (120—170 м) и Северо-Туаркырское (18) (200—230 м). Они наследуют положительные структуры фундамента и чехла — Кендырлинский выступ и северо-восточный борт Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, где фундамент вновь поднимается до —2000—1500 м, а кровля меловых отложений достигает нулевой отметки. Унаследованные морфоструктуры занимают господствующее положение и южнее. Это Туаркырская возвышенность (17) (250—483 м), плато Капланкыр (22) (200—205 м), относительно повышенная слабонаклонная равнина Чильмамедкум (20) (175—250 м), которая ограничена Предбалханской равниной. Они расположены в пределах структур Туаркырской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей и южного склона платформ.

Рельеф здесь достаточно сложен. Так, в осевой части Туаркыра отмечаются отдельные выходы на дневную поверхность пород фундамента. Рельеф гряд и плато формируется здесь на юрских и меловых отложениях. Процессы тектонической активизации имели место после накопления нижнемеловых отложений. Позднее структуры были погребены под более молодыми отложениями палеогена и морского миоцена. Поднятия новейшего этапа сопровождались интенсивной денудацией, в результате которой гребни антиклиналей оказались здесь ниже куэстообразных бронированных плато их периферии. Среди отрицательных морфоструктур также преобладают унаследованные: Учтаганская низменность (21) (100—120 м) в пределах Учтаганского прогиба, Верхнеузбойская низменность (23) (75—100 м) в пределах Верхнеузбойского прогиба (Верхнеузбойский коридор).

Однако и здесь исключением являются пограничные морфоструктуры по периферии Внешнего пояса Турана — Красноводское инверсионное плато (19) (250—300 м) и инверсионная впадина зал. Кара-Богаз-Гол (16) (менее 100 м). На Красноводском плато кровля меловых отложений погружена на глубину до 1000 м, а разрез неогена завершается морским акчагылом. В районе впадины Кара-Богаз-Гол на Кара-Богаз-Гольском сводовом поднятии складчатого фундамента при положении кровли мела на глубине всего —400 м разрез неогена неполный.

Как видим, для западного сегмента Внешнего морфоструктурного пояса Туранской равнины характерно преобладание положительных морфоструктур преимущественно унаследованного типа. Инверсионные морфоструктуры расположены либо вдоль западной границы Туранской плиты в зоне ее контакта со структурами Русской платформы (Северо-Устюртское и Красноводское плато, впадина Кара-Богаз-Гол), либо вдоль южного обрамления субширотной позднепалеозойской Донбасс-Промысловско-Устюртской складчатой области [10]. Эта область характеризуется восток — юго-восточным простираем крупных морфоструктур. Она разделяет западный сегмент Внешнего пояса Турана на северную область морфоструктур север — северо-западного и северного простираения, типичного для уралид, и южную область морфоструктур также субмеридионального, но юг — юго-восточного простираения, типичного для юго-восточного края Туранской плиты (рис. 2).

Системой впадин и низменностей Внутренней относительно пониженной морфоструктурной области преимущественно положительные унаследованные морфоструктуры западного сегмента Внешнего пояса Турана отделяются от морфоструктур его восточного сегмента. В восточном сегменте Внешнего морфоструктурного пояса, как отмечалось выше, мы выделяем три морфоструктурных района.

Южный район (A_v) занимает юг Средней Азии от равнин Заунгузья на севере до Кушкинского низкогогорья на юге. Расположен в зоне субширотных герцинских складчатых структур на стыке горных сооружений Копетдага и Паропамиза. Характеризуется положительными морфоструктурами преимущественно инверсионного типа. Прямые соотношения рельефа и древней структуры отмечаются лишь на севере района — это Заунгузская возвышенность (29) (до 207 м) и примыкающая к ней на контакте с низменностями Внутренней области Северо-Заунгузская слабонаклонная равнина (28) (100—150 м). Они тяготеют к Центральнокаракумскому своду и его северному обрамлению. Для большей части свода рельефообразующими являются песчаные отложения заунгузской свиты верхнего миоцена — нижнего плиоцена. Они несогласно перекрывают различные горизонты неогена, которые также несогласно лежат на размытых горизонтах палеогена и мела. Кровля последних приподнята до отметок —500—150 м при относительно высоком положении фундамента около —2000 м в центре свода, где зафиксированы многочисленные сбросы и взбросы [2].

Заунгузская возвышенность «срезана» на юге субширотным разломом, по которому южная часть свода резко опущена. В результате положительная морфоструктура и древняя структура в плане не имеют

полного совпадения: на южном опущенном крыле Центральнокаракумского свода формируется относительно пониженная Центральнокаракумская субгоризонтальная равнина (25) (120—150 м). Геоморфологической границей ее на севере являются обрывы-чинки южного борта Заунгузской возвышенности. Восточное, наиболее поднятое (до 222 м) ее крыло имеет инверсионный характер, располагаясь в области новейшего поднятия северной части Заунгузского прогиба Амударьинской впадины. Фундамент здесь опущен на 3500—6000 м, а кровля мела в центре Исмаильской структуры лежит на глубине 900 м.

Следует особо подчеркнуть, что для южного района Турана типична система положительных инверсионных субширотных морфоструктур, созданных новейшими поднятиями в плиоцен-четвертичное время в пределах крупных отрицательных структур — Мургабской и Амударьинской впадин, а также восточной части Предкопетдагского прогиба с прилегающим отрезком моноклиального склона платформы. Положительные морфоструктуры образуют три субширотные ступени, снижающиеся от предгорий Паропамиза (Кушкинское низкогорье) до низовьев Теджена и Мургаба. Таковы на юге возвышенности Карабиль (38) (до 890 м) и Бадхыз (37) (до 868 м), которые сменяются морфоструктурами относительно повышенных наклонных равнин — Северо-Карабильской (36) (270—480 м), Северо-Бадхызской (35) (250—470 м) и Серахской (34) (200—250 м). Севернее последних находится относительно сниженная ступень слабонаклонных равнин — Обручевской (33) (240—270 м), Нижнемургабской (32) (190—250 м) и Нижнетедженской (31) (140—200 м). Северной границей этой системы инверсионных морфоструктур является зона Репетекского соляного вала. В пределах данных морфоструктур кровля фундамента залегает на глубине 5000—9000 м и ниже. Кровля меловых отложений опущена до —1500—2000 м при их мощности от 1200 до 2400 м, а мощность только неоген-четвертичных отложений составляет 1500—2000 м. Столь большие величины характеризуют Мургабскую впадину как область интенсивного прогибания, значительная часть которой была вовлечена в формирование краевых прогибов. И лишь в четвертичное время здесь формируется ступенеобразная система новейших поднятий, сопряженных с поднятием соседних орогенных зон [13]. Интенсивность поднятия постепенно ослабевает к северу и, наоборот, достигает максимума на юге. Как следствие этого высотные различия морфоструктур затухают в северном направлении.

От расположенной на севере района Заунгузской возвышенности эти морфоструктуры отделяет полоса субгоризонтальных относительно низких равнин с общим уклоном поверхности с востока на запад. Таковы морфоструктуры Юго-Восточных Каракумов (30) (180—200 м), Среднекаракумская (27) (150—190 м), Центральнокаракумская (25) (120—150 м) и Бархардокская (26) (110—150 м). Занимая большую часть южного моноклиального склона платформы, а также часть Заунгузского и Карабекаульского прогибов Амударьинской впадины, эти унаследованные от древних прогибов морфоструктуры были частично компенсированы плиоцен-четвертичной аккумуляцией.

Юго-восточный район (A_{VI}) включает морфоструктуры Центральных Кызылкумов и части междуречья Амударьи — Сырдарьи. В фундаменте плиты здесь прослеживаются субширотные герцинские структуры Алай-Кокшаальской зоны южного Тянь-Шаня [14]. В современном рельефе преобладают положительные унаследованные также субширотные морфоструктуры.

Центром района является Центральнокызылкумское низкогорье (45, 46) (до 764—922 м) с примыкающими к нему наклонными и слабонаклонными относительно повышенными равнинами: Северо-Кызылкумской (49) (до 330 м) на севере, Аяккудукской (51) (до 300 м) на востоке, Куланкак-Кокбогетской (47) (до 300 м) на юго-западе. Вся эта группа морфоструктур находится в пределах Центральнокызылкумской зоны поднятия. Крупные массивы низкогорий сложены здесь породами палеозоя и соответствуют сводовым частям мезозой-кайнозойских под-

нятий. Они окружены выходами меловых отложений. Иногда последние отсутствуют, и тогда палеозой перекрывают трансгрессивно залегающие палеогеновые отложения [9]. В осевой части Центральнокызылкумской зоны положительных морфоструктур проходит субширотная линейная зона впадин и относительно пониженных по сравнению со смежными низкогорьями равнин: впадина Мынбулак (южный), Жиманкумская равнина (180—200 м) и впадина Молалы (150—190 м), которые тяготеют к субширотной системе мульд.

К востоку от Центральнокызылкумской зоны между Аяккудукской равниной на западе и долиной Сырдарьи на востоке находится вытянутая на северо-восток Карактауская повышенная субгоризонтальная равнина (52) (200—300, до 388 м) в пределах одноименного выступа фундамента. Кровля мела выходит здесь на дневную поверхность в своде поднятия.

Центральнокызылкумская зона окаймлена слабонаклонными и субгоризонтальными равнинами, которые образуют ее подножие. На севере и северо-западе — это Прикызылкумская равнина (50) (140—250 м), на юго-западе и юге — Туляташ-Мешеклинская (48) (150—215 м), Западно-Кызылкумская (44) (180—200 м), Газлинская (42) (175—205 м) равнины. Они расположены в области перехода Центральнокызылкумской зоны поднятий в Сырдарьинскую, Восточно-Аральскую и Амударьинскую впадины на севере, северо-западе и западе.

В отличие от рассмотренных выше унаследованных морфоструктур, определяющих общий характер района, на крайнем юге и на западе в непосредственной близости от подгорных равнин и хребтов Нуратау, Каратау и Зеравшанского находится относительно неширокая полоса инверсионных морфоструктур. Это наклонные равнины Байрамкумская (53) (260—330 м) на севере и Рометанская (41) (200—270 м) на западе. Они расположены в западной части Ергашкудукско-Кемесской впадины и в Рометанском прогибе и частично компенсированы в новейшее время осадконакоплением.

По восточной периферии района, параллельно хр. Каратау вдоль среднего отрезка долины Сырдарьи вытянулась полоса слабонаклонных равнин: Арысская (54) (200—220 м), Среднесырдарьинская (55) (150—220 м), Кызыл-Ординская (56) (100—150 м). Они наследуют обширную Сырдарьинскую впадину с системой мульд древнего заложения. Кровля меловых отложений здесь опущена до глубины 600—900 м. Унаследованность этих «пограничных» морфоструктур проявляется через компенсацию их в кайнозой осадконакоплением. Так, суммарная мощность кайнозоя достигает в пределах Арысской и Сырдарьинской морфоструктур 1000—1200 м, а в Кызыл-Ординской сокращается до 200 м.

Восточный район (А_{VII}) расположен в пределах погребенных каледонских складчатых образований северо-восточной окраины Туранской плиты, вдоль юго-восточной границы Центральнокызылкумского мелко-сочника, к востоку и северу от хр. Каратау [15]. Характеризуется преобладанием положительных инверсионных субширотных морфоструктур в южной части района — в зоне погребенного продолжения северных дуг Тянь-Шаня и положительных унаследованных субмеридиональных морфоструктур в северной части района в зоне влияния Центральнокызылкумских структур (рис. 2).

К преимущественно инверсионным здесь относятся Муянкумская относительно повышенная наклонная равнина (69) (300—650 м), Верхнечуйская (68) (290—340 м) и Нижнесарысуйская (64) (130—230 м) слабонаклонные равнины и плато Сарылан (61) (до 250 м). Эти морфоструктуры занимают область Чуйской синеклизы с мульдами Восточно-Чуйской и Сарысуйской, а также север Предкиргизского предгорного прогиба. Фундамент в мульдах опущен на глубину до 2500—3500 м, кровля меловых отложений — до 200 м. На юге района отмечаются повышенные мощности мезозоя — кайнозоя, а на плато Бетпак-Дала (66) — выходы меловых отложений. Современный морфоструктурный план сложился здесь в результате новейших тектонических движений,

которые на юге наследуют простирающиеся субширотных структур Северного Тянь-Шаня.

К унаследованным положительным морфоструктурам района относятся более северные морфоструктуры — Буланты-Сарысуйская (63) (150—370 м) и Сарысу-Моинкульская (65) (240—350 м) наклонные равнины на южном окончании Улутауского поднятия, Нижнесырдарьинское плато (58) (150—288 м) в пределах Нижнесырдарьинского свода и его северная периферия — Жиланкырская слабонаклонная равнина (59) (125—150 м). Западный борт двух последних морфоструктур находится в зоне контакта с Восточно-Уральским региональным швом (Майлибашская флексура). Он разделяет область распространения погребенных уралид западнее Нижнесырдарьинской морфоструктуры и погребенных каледонид складчатого основания плиты — восточнее ее [15]. В пределах же собственно плато в 35 км к северо-востоку от ст. Джусалы кровля фундамента лежит на глубине всего 380 м [9].

Внутренняя область Туранской равнины, как уже отмечалось ранее, имеет структурное происхождение [1]. Здесь сосредоточены почти все крупные низменности Турана и наиболее крупные его впадины (рис. 1). Отрицательные морфоструктуры этой области соответствуют крупным отрицательным структурам центральной и северной части Туранской плиты [9]. Так, Дарьялык-Дауданской низменности (71) (60—110, до 150 м в пределах останцов) соответствует древняя структура Хорезмо-Измайльского прогиба, где кровля меловых отложений погружена до —600—700 м, и Дарьялык-Дауданский новейший прогиб, выполненный толщей аллювиально-дельтовых отложений Амударьи. Восточно-Аральская низменность (75) (80—110 км) наследует впадину того же названия, где кровля мела погружается от 0 по периферии впадины до —200 м на юго-восточном побережье Арала в бывших его границах. В пределах этих морфоструктур представлены аккумулятивные, очень молодые — позднелайстоцен-голоценовые разновозрастные аллювиально-дельтовые равнины, сформированные в низовьях рек Амударьи и Сырдарьи [16, 17].

Расположенные в северной части Внутренней области низменности Северо-Аральская (73) (80—110 м) и Южно-Тургайская (74) (70—110 м) находятся на южном завершении и в центре обширной Тургайской синеклизы. Первая разделяет положительные морфоструктуры Нижнесырдарьинского свода на востоке и южного завершения уралид Северного Приаралья на западе. Отметки кровли мела колеблются здесь от —50 м на севере до —200 м на юге. Рельеф формируется на аллювиально-дельтовых позднелайстоцен-среднечетвертичных(?) отложениях, которые подверглись сильной дефляции [18]. Наиболее северная Южно-Тургайская низменность может быть отнесена к Турану с известной долей условности. Занимает она Южно-Тургайскую впадину, где кровля мела лежит на глубине 200 м. Эта низменность ограничивает с юга положительные субширотные ступенчатые морфоструктуры собственно Тургая [19]. Ее восточное продолжение — впадина Шолкарте-низ лежит на северо-западном продолжении северной ветви Каратауского разлома [20, 21]. Низменность выполнена позднелайстоцен-голоценовыми аллювиально-дельтовыми наносами рек Тургая и Ирғиза, которые формировали здесь свои слепые дельты.

В центре Внутренней морфоструктурной области находится обширная Аральская впадина (72) (от 80 до —16 м). Она имеет сложное соотношение рельефа и структуры и объединяет ряд отрицательных и положительных структур. Так, ее юго-восточная часть находится в пределах западного окончания Восточно-Аральской тектонической впадины, с юга сюда заходит Нижнеамударьинская мегантиклиналь, на севере отмечается южное продолжение Северо-Приаральской системы мегантиклиналей и мегасинклиналей, в том числе Куландинская мегантиклиналь, имеющая продолжение вплоть до о-ва Возрождения и разделяющая Аральскую впадину на восточную мелкую и западную глубокую. Судя по данным структурной карты подошвы верхнего структурного

яруса фундамента Туранской плиты и схемы основных структурно-тектонических элементов Устюрта и прилегающих областей по поверхности доюрских отложений, составленной по геофизическим данным [9], западная часть Аральской впадины лежит на восточном окончании древних структур Устюрта, которые ограничены Куландинской с севера и Нижнеамударьинской с юга зонами разломов.

Все эти структуры «просвечивают» в рельефе впадины, однако современная Аральская впадина — новое морфоструктурное образование, которое наложено на древние структуры; она должна быть отнесена к группе новообразованных гетерогенных морфоструктур.

Известно, что в пределах впадины фундамент относительно приподнят (на 1500—2000 м) по сравнению с высокими плато Устюрта и относительно опущен (на 500—1500 м) по сравнению с низкими равнинами восточного Приаралья. Таким образом, эта морфоструктура (по поверхности фундамента) находится как бы в пределах склона к впадинам Устюрта: перепад глубин исчисляется здесь сотнями и тысячами метров. В ее границах находится зона выклинивания юрских отложений, а поверхность мела погружена на глубину до 400—500 м на севере и до 1500—2000 м на востоке. Одновременно на п-ове Куланды, о-ве Возрождения и п-ове Муйнак, т. е. по линии стыка Куландинской и Нижнеамударьинской мегантиклиналей, меловые отложения выходят на дневную поверхность. В среднемиоцен-раннеплиоценовое время вся территория Внутренней морфоструктурной области, в том числе и впадины Арала, находилась вне зоны площадной аккумуляции. Когда же сформировалась Аральская впадина как крупный элемент современной морфоструктуры? Судя по наличию морских позднеплиоценовых апшеронских отложений лишь в южной половине впадины, а акчагыльских отложений — в западной глубокой ее части, к началу плейстоцена Аральской впадины в современных границах еще не было. Северная ее половина являлась областью новейшего поднятия с суммарной амплитудой до 100, а в районе Куландинской мегантиклинали до 200—300 м [21]. Образование единой наложенной на древние структуры отрицательной морфоструктуры произошло лишь во второй половине плейстоцена. Судя по тому, что только в хвалынское время Аральская впадина приняла с юга воды Амударьи, с северо-востока — Сырдарьи с притоками, а с севера — пра-Иргиз с пра-Тургаем, впадина как таковая в это время уже существовала. Она зафиксирована в рельефе Арало-Сарыкамышской террасой с отметками до 72—75 м [22], которая вложена во впадину, ограниченную отметками до 80 м. В голоцене во впадине сформировались уровни высокой аральской террасы с отметками до 60—62 м и новейшей террасы (по Л. С. Бергу) с отметками до 55 м.

Таким образом, для Внутренней морфоструктурной области Турана характерны отрицательные морфоструктуры унаследованного типа, на фоне которых в центре области в самом конце геоморфологического этапа сложилась очень молодая — позднелейстоцен-голоценовая отрицательная новообразованная морфоструктура.

Рассмотрение особенностей морфоструктуры Туранской равнины позволяет сделать ряд выводов.

1. Морфоструктурный план Туранской равнины относительно прост. Он в обобщенном виде повторяет черты более древнего структурного плана по кровле меловых отложений и в еще более общих чертах — по кровле фундамента. При этом обнаруживается тенденция к упрощению морфоструктурных элементов путем генерализации унаследованных морфоструктур, создания молодых инверсионных морфоструктур по периферии равнины и новообразованных, гетерогенных, очень молодых морфоструктур — в центре равнины (рис. 1).

2. Анализ простираания крупных морфоструктур Туранской равнины позволяет выделить разноориентированные морфоструктурные области, связав простираание современных морфоструктур с простираанием разноориентированных, разновозрастных палеозойских складчатых образований Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана, погребенных под

осадочным чехлом мезозоя — кайнозоя. Одновременно появляется возможность проследить связь простираания крупных морфоструктур равнины с простираанием альпийских структур ее горного обрамления (рис. 2).

3. Крупные отрицательные морфоструктуры — низменности и впадины преобладают во Внутренней относительно пониженной морфоструктурной области. В пределах же Внешнего относительно повышенного морфоструктурного пояса преобладают положительные морфоструктуры. Отрицательные морфоструктуры имеют здесь локальное развитие.

4. Внутренняя морфоструктурная область характеризуется наличием в ее центре очень молодой гетерогенной новообразованной морфоструктуры — Аральской впадины, к которой примыкают унаследованные отрицательные морфоструктуры — низменности.

5. Для Внешнего морфоструктурного пояса Турана типично преобладание унаследованных морфоструктур. Инверсионные морфоструктуры в западной части равнины встречаются лишь по ее периферии. На юге и востоке Туранской равнины инверсионные морфоструктуры представлены шире, особенно в районах, примыкающих к тектонически активным горным сооружениям Паропамиза и Тянь-Шаня.

ЛИТЕРАТУРА

1. Городецкая М. Е. Закономерности морфоструктурного строения Туранской равнины//Геоморфология. 1983. № 2. С. 27—34.
2. Городецкая М. Е. О морфоструктуре Западно-Сибирской равнины//Геоморфологические исследования при нефтегазопроисловых работах в Западно-Сибирской низменности (Тр. Зап.-Сиб. НИГНИ. Вып. 37). Тюмень, 1970. С. 145—151.
3. Городецкая М. Е. Морфоструктура Западно-Сибирской равнины//Равнины и горы Сибири. М.: Наука, 1975. С. 7—55.
4. Герасимов И. П. Опыт геоморфологической интерпретации общей схемы геологического строения СССР//Проблемы физической географии. Т. 12. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. С. 33—46.
5. Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности на территории СССР и их происхождение. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 99 с.
6. Герасимов И. П. Архитектура Земли (геотектура) в свете теории глобальной тектоники плит//Геоморфология. 1976. № 3. С. 3—14.
7. Мецгеряков Ю. А. Морфоструктура равнинно-платформенных областей. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 111 с.
8. Мецгеряков Ю. А. Структурная геоморфология равнинных стран. М.: Наука, 1965. 390 с.
9. Тектоника Туранской плиты. М.: Наука, 1966. 290 с.
10. Летавин А. И. Основные черты строения палеозойского фундамента западной части Туранской плиты//Геологическое строение и нефтегазоносность молодых платформ. М.: Наука, 1970. С. 12—21.
11. Варенцов М. И., Дитмар В. П., Левенко А. И., Ли А. Б., Цирельсон Б. С. Тектонические особенности нефтегазоносных впадин севера Туранской плиты//Тектоника и сравнительная характеристика нефтегазоносных впадин Туранской плиты. М.: Наука, 1970. С. 127—155.
12. Габриэлянц Г. А., Блискавка А. Г. О тектонических нарушениях в центральной части Каракумов//Тр. Всес. н.-и. геологоразвед. нефт. ин-та. 1961. Вып. 30. С. 15—22.
13. Александров В. В. К геологической истории предгорий Паропамиза и юго-восточных Каракумов//Изв. Гос. геогр. о-ва. 1934. Т. 66. Вып. 3. С. 18—21.
14. Бухарин А. К., Пьяновская П. А., Пятков К. К. Положение Кызылкумов в системе палеозойских структур Тянь-Шаня и Урала//Научн. тр. Ташкентского политехн. ин-та. 1964. Вып. 4. С. 23—29.
15. Самодуров В. И. О границе каледонид и герцинид под осадочным чехлом Туранской плиты//Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М.: Наука, 1965. С. 186—191.
16. Федорович Б. А. Природное районирование Казахстана//Природные условия и естественные ресурсы СССР. М.: Наука, 1963. С. 289—292.
17. Толстов С. П., Кесь А. С. Низовья Амурь, Сыркамьш-Узбой//Материалы Хорезмской археологической экспедиции. М., 1960. Вып. 3. 370 с.
18. Клейнер Ю. М., Хонджариан С. О. Морфоструктурное районирование Восточного Приаралья//Геоморфология. 1972. № 2. С. 62—68.
19. Городецкая М. Е. О субширотной новейшей структуре Тургайского прогиба//Геоморфология. 1975. № 4. С. 60—67.

20. Самодуров В. И. Тектоника северо-восточного Приаралья//Бюл. МОИП. Отд. геол. Т. XXXII. 1957. Вып. 4. С. 61—82.
21. Карта неотектоники юга СССР. М.: ГУГК, 1971. 28 л.
22. Городецкая М. Е. О террасах Аральского моря//Геоморфология. 1978. № 1. С. 46—55.

Институт географии
АН СССР

Поступила в редакцию
24.VI.1986

MORPHOSTRUCTURAL SUBDIVISION OF THE TURAN PLAIN

GORODETSKAYA M. E.

Summary

Special features of Turanian large morphostructures are discussed and morphostructural types are identified in accordance with the orographic units relation to the basement topography and sedimentary mantle structure; morphostructural regions of various direction are outlined, the orientation being controlled by structural frame of the plain. Inherited morphostructures prevail at the western part of the plain, while those of inverse type are widespread at the southern and eastern periphery. The author came to a conclusion that the morphostructural plan was relatively simple as compared with the sedimentary mantle structure; at the central part of the plain a regional sub-longitudinal zone is revealed where sublatitudinal morphostructures come into contact.