

суши за счет сокращения морской акватории. Многочисленные мелкие острова (шалыги) соединились сейчас с материком (рисунок). По данным И. И. Худякова и др. (1963), скорость отступления береговой линии в этом районе составляла примерно 2—3 км/год.

ЛИТЕРАТУРА

- Копайгородский Е. М. Атлас ветра и волн Северного Каспия. Изд-во Северо-Кавказского управления гидрометслужбы, 1965.
- Леонтьев О. К. Берега с ветровой осушкой как особый тип берега. «Изв. АН СССР. Сер. геогр.», № 5, 1956.
- Леонтьев О. К. Донный рельеф Северного Каспия и его возможная связь с тектоническими зонами юго-запада Прикаспийской низменности. «Изв. вузов», № 6, 1961.
- Леонтьев О. К. Главные черты динамики и морфологии берегов Каспийского моря. «Матер. Всес. совещ. по проблеме Каспийского моря». Баку, Изд-во АН АзССР, 1963.
- Леонтьев О. К., Халилов А. И. Природные условия формирования берегов Каспийского моря. Баку, Изд-во АН АзССР, 1965.
- Скриптунов Н. А., Герштанский Н. Д. Некоторые черты современной прибрежной зоны восточной части Северного Каспия. В сб. работ АГМО, вып. 1. Ростов-на-Дону, 1970.
- Справочник основных гидрологических характеристик морей и устьев рек СССР, ч. 1. Основные гидрологические характеристики, т. 2, Каспийское море, вып. 1, Северная часть. Ростов-на-Дону, 1971.
- Худяков И. И., Найденов Н. Е., Гинтлис Р. В. Формирование биоценозов на северном и северо-восточном побережье Каспийского моря в связи с его отступанием. «Матер. Всес. совещ. по проблеме Каспийского моря». Баку, Изд-во АН АзССР, 1963.

Институт географии
АН СССР

Поступила в редакцию
9.IV.1976

SOME FEATURES OF COAST GEOMORPHOLOGY AND COASTAL ZONE DYNAMICS AT THE NORTH-EAST OF THE CASPIAN SEA

PERESLEGINA R. E.

Summary

Within the littoral zone of the North-East Caspian Sea the relief develops under conditions of steadily lowering sea level. The controlling factors are surge phenomena which account for wind-induced drying-up of the littoral zone; extreme flatness and homogeneity of sea floor; salt tectonics which results in typical winding of coast line.

УДК 551.24:551.432.2(575)

ПШЕНИН Г. Н.

ОБ ОДНОЙ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ МОРФОСТРУКТУР ГОРНОЙ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Классическая схема эволюции горного рельефа Средней Азии, как известно, предполагает возникновение его в позднем олигоцене—миоцене на выровненном эпипалеозойском складчатом основании (этап новейшей тектонической активизации) и дальнейший прогрессирующий рост и расширение горных поднятий за счет впадин (орократическая тенденция, по В. И. Попову, 1938). Эти процессы особенно активизировались в позднем плиocene—раннем плейстоцене (Васильковский, 1941; Шульц, 1948; Резвой, 1955; Костенко, 1970, 1972; Чедия, 1972, и др.).

Увеличение площади гор при их поднятии за счет депрессий в Средней Азии было впервые отмечено В. Н. Вебером (1929—1930) и вполне однозначно доказано постепенным втягиванием в поднятие с сопутствующей складчатостью отложений подгорных (сухих) дельт в Южной Фергане. Этот факт, подтвержденный позже другими исследователями (Шульц, 1937, 1948; Попов, 1938; Курдюков, 1948; Костенко, 1954, 1961, 1970, 1972; Резвой, 1957б, 1959, и др.), наряду с некоторыми другими данными лег в основу представлений о первоначальном поднятии осевых частей хребтов, которые затем концентрически «обрастают» сначала среднегорными хребтами так называемых «высоких» предгорий, а затем — низкогорно-холмогорными «низкими» предгорьями и адырами (Синицын, 1960; Резвой, 1959). Они соответствуют 1-й (внутренней), 2-й (внешней) и 3-й (предгорной) последовательно поднимавшимся геоморфологическим зонам (Костенко, 1970, 1972). Таким образом сформировались главные морфоструктуры Туркестано-Алайской, Зеравшано-Гиссарской, Чаткало-Кураминской и других горных систем, которые разделяются и обрамляются межгорными и предгорными впадинами — Ферганской, Приташкентско-Голодностепской и др. Единство главных морфоструктур подчеркивается в общем центробежным расположением основных речных долин.

Такова в основном традиционная схема истории развития морфоструктуры гор Средней Азии. Появившиеся в последнее время новые данные, свидетельствующие о гораздо большей древности горного рельефа Средней Азии, в частности о глубокой унаследованности основных морфоструктурных зон, позволяют уточнить эту схему. Ниже такая попытка делается на примере морфоструктур передовой низкогорной зоны Ферганы, Приташкентского и Кашкадарьинского районов.

Зона передовых низкогорных гряд характеризуется определенными признаками, указывающими на ее древнее заложение и самостоятельное развитие. Во-первых, здесь наблюдаются древние эрозионные врезы, расположенные центробежно к внутренним частям зоны. Во-вторых, зона контролирует распространение тонкозернистых фаций некоторых отделов неогена. Наконец, в тех случаях, когда низкогорная зона ограничена разломами типа краевых (Синицын, 1960), всегда отчетливо фиксируется активное развитие этих разломов в неогене (Чедия, 1972) и существенная выраженность низкогорной зоны в рельефе этого времени. Некоторые авторы описывают разрастание горных поднятий с олигоцена безотносительно к признакам, указывающим на самостоятельное существование передовых гряд (Несмеянов, 1969; Костенко, 1972). В работах других исследователей признание разрастания и последовательного включения в поднятие передовых низкогорных гряд, например, для всего юга горной Средней Азии в целом (Чедия, 1972), сочетается с тщательным изложением материалов, указывающих на самостоятельное и одновременное поднятие зоны низких гор наряду с основными хребтами и даже с допущением для отдельных участков низкогорной зоны самостоятельного миоценового воздымания. Правда, амплитуды этих поднятий признаются несоизмеримыми с поднятиями основных хребтов.

Приведем основные данные по неогеновым палеоврезам низкогорной зоны, имеющие принципиальное значение для рассматриваемого вопроса.

На склонах Карачатыр-Кызылкунгейской гряды (зона низких предгорий северного склона Алайского хребта, Юго-восточная Фергана), в том числе и на южных, проксимальных по отношению к оси хребта, установлены фрагменты древних долин, выполненных в основном грубообломочными аллювиальными, аллювиально-пролювиальными и коллювиально-пролювиальными отложениями. Долины врезаны в верхнеолигоценовые и миоценовые конгломераты, гравелиты и песчаники массагетской свиты, чем определяется нижний возрастной рубеж развития гидросети. Верхний возрастной рубеж фиксируется осадками верхов

бактрийской свиты (не древнее верхнего плиоцена), вложенными в долины. Обычно нижняя граница отложений, выполняющих палеоврезы, фиксируемая по резкому размыву и несогласию, по мере удаления от поднятия сглаживается и становится неразличимой в монотонном разрезе верхов массагетской и низов бактрийской свит. Это позволяет датировать толщу в целом как доверхнеплиоценовую (верхний миоцен? — средний плиоцен).

Прослеживание палеоврезов по редким фрагментам во внутренних частях гор Карачатыр-Кызылкунгея достаточно затруднительно. Задача несколько облегчается «черепитчатой упаковкой» галек (рис. 1),



Рис. 1. Фрагмент доверхнеплиоценового (доверхнебактрийского) аллювия в юго-восточной части Карачатыр-Кызылкунгея (местоположение обозначено на рис. 2 звездочкой)

1 — известняки среднего палеозоя; 2 — красноцветная гипсоносная толща конгломератов, песчаников, мергелей и глин мелового возраста; 3 — доверхнеплиоценовые аллювиальные конгломераты и песчанники. В кружке (A) зарисовка, иллюстрирующая определение направления доверхнеплиоценового сноса по «черепитчатой упаковке» галек и валунов; 4 — линия разлома; 5 — поверхности несогласия

указывающей направление древнего речного стока. Реже «сбивку» фрагментов палеоврезов удастся производить по единству петрографического состава обломков. В основном же объединение отдельных отрезков доверхнеплиоценовой гидросети Карачатыр-Кызылкунгея производилось по геоморфологическим признакам. Например, локальные фрагменты пестроцветов верхов массагетской свиты к югу, юго-западу и юго-востоку от горы Коксарай (средняя часть Восточного Карачатыра), увеличивающиеся в мощности в восточном направлении, легко объединяются в систему, ориентированную к восток-северо-востоку. Аналогичные врезы, выполненные слабосцементированными косослоистыми мелко- и среднегалечными конгломератами со струями буроватых гравелистых грубых песчаников к западу от г. Тюямун, переходят в террасированные врезы в силурийских сланцах средней части гор Кызылкунгей.

Предлагаемая схема реконструкции доверхнеплиоценовой палеогидросети (рис. 2) не является вполне однозначной. Однако при ее рассмотрении достаточно определенно обнаруживается независимый от транзитных долин северного склона Алая характер и центробежный рисунок неогеновых врез, очерчивающий доверхнеплиоценовое Карачатыр-Кызылкунгейское поднятие. Кроме того, грубый состав отложений, выполняющих палеоврезы, особенно обычные здесь переходы щебнистого

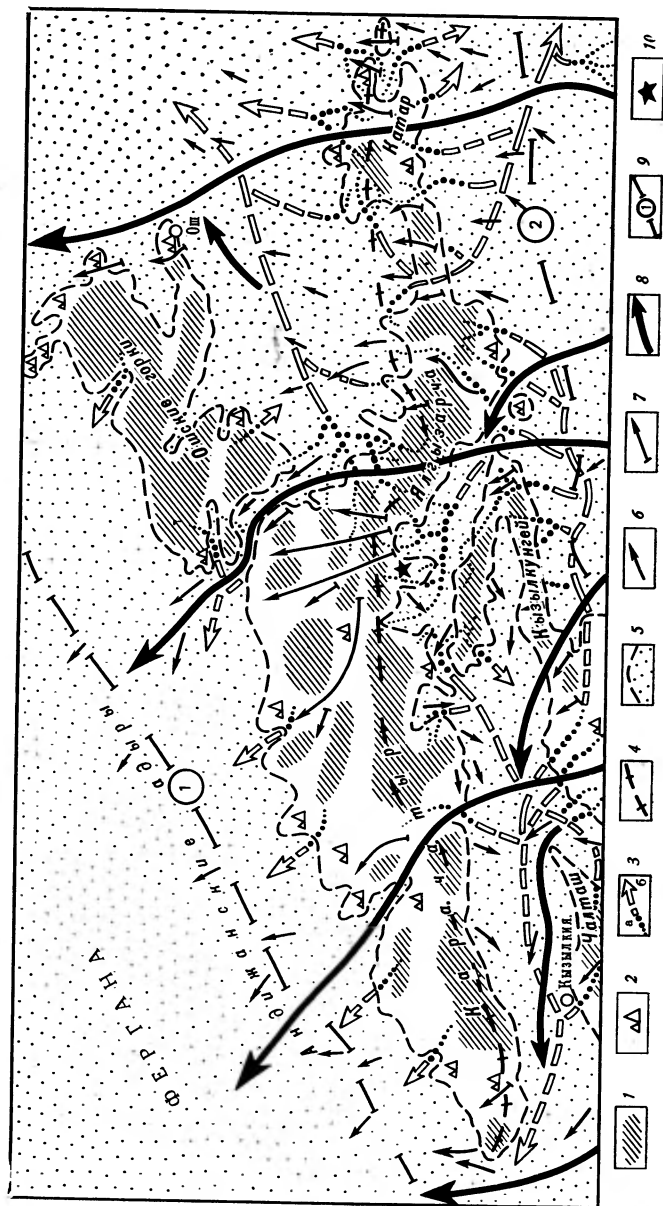


Рис. 2. Палеогеоморфологическая схема Карачатыр-Кызылкумской низкорной гряды (северный склон Алайского хребта). Эволюция направлений транзитного и локального сноса в неоген-четвертичное время

1 — участки развития допозднеплиоценового глубоко расчлененного рельефа; 2 — отдельные допозднеплиоценовые возвышенности; 3 — допозднеплиоценовые впадины; 4 — основной допозднеплиоценовый водораздел Карачатыр-Кызылкумского поднятия; 5 — область массовой допозднеплиоценовой и четвертичной аккумуляции; 6 — направления позднеплиоценового сноса; 7 — реконструированные зоны линейного позднеплиоценоо-раннечетвертичного сноса в пределах участков относительного поднятия и стабилизации этого времени; 8 — последние четвертичные направления транзитного сноса; 9 — границы морфоструктурных зон. Цифрами в кружках обозначены: 1 — граница между зонами «высоких» предгорий и Центральной Ферганы; 2 — граница зон «высоких» и «низких» предгорий северного склона Алайского хребта; 10 — местоположение разреза (рис. 1)

коллювия в окатанный аллювиальный и аллювиально-пролювиальный материал, а также энергия доверхнеплиоценового рельефа (от 25 до 200 м) не оставляют сомнения о том, что в конце миоцена и в начале и середине плиоцена на данной территории существовало довольно мощное расчлененное горное поднятие.

Наши наблюдения в указанном районе подтверждаются данными Н. М. Богдановой и Е. А. Финько по Катарскому массиву (восточная часть Карачатыр-Кызылкунгея), выявившими здесь древний коллювий, отнесенный названными авторами к массагетской свите (Богданова, 1970). Аналогичные древние брекчии массагетского и раннеплиоценового возраста по южной кромке Катарского массива установлены группой исследователей под руководством О. К. Чедия (Чедия, 1972), доказавших значительную древность и активность Южно-Катарского разлома, прослеживаемого, кстати, по всей южной границе Карачатыр-Кызылкунгейской гряды. Ими же установлен перерыв в активном поднятии Катарского массива, отвечающий раннему плейстоцену. С этим перерывом в поднятии передовых гряд мы встретимся позднее.

Таким образом, имеется сумма данных, подтверждающих энергичное поднятие передовой гряды Карачатыр-Кызылкунгея в конце миоцена и большей части плиоцена. Если учесть, что к этому же времени относится активный рост высокогорно-среднегорного Алая, то можно говорить об одновременности, но никак не о последовательности поднятий основного хребта и его передовой низкогорной зоны.

Аналогичное, также одновременное с главным хребтом поднятие устанавливается по древним врезам южного направления в низкогорной зоне северного склона всей Туркестано-Алайской горной системы от Карачатыр-Кызылкунгея на востоке и до Мальгузара на западе. Палеоврезы наблюдались к западу от Соха, в междуречье Исфара-Шорсу, в районе Мадыгена (южная и юго-западная части Ферганы). Очень глубокие врезы ранне- и среднеплиоценового возраста наблюдались нами также в пределах северо-западного склона гор Бозбутау — передовой гряды приферганского склона Чаткальского хребта (Северная Фергана). Сходные по морфологии и характеру выполняющих осадков неогеновые врезы обнаружены и западнее Бозбутау — в передовых низкогорьях Аджитау и Ичкелетау.

Практически повсеместно зафиксировано развитие древнего неогенового коллювия. Он встречается как на дистальных, так и на проксимальных по отношению к главным хребтам склонах передовых низкогорных гряд.

Глубина расчленения неогенового рельефа передовых гряд и основных хребтов составляет: до 150—400 м в Бозбутау и до 250—500 м на прилежащих склонах Чаткальского хребта, до 200 м в Карачатыр-Кызылкунгее и 150—500 м в высоких предгорьях северного склона Алайского хребта, до 120—300 м в передовых низкогорных грядках и 250—600 м в прилежащих северных склонах Туркестанского хребта. Эти цифры показывают, что поднятия передовых гряд и основных хребтов в неогене были не только одновременны, но и вполне сопоставимы по амплитудам.

Сходные по характеру дочетвертичные и допозднеплиоценовые поднятия передовых гряд, устанавливаемые по эволюции гидросети, локализации подпорных фаций осадков и другим признакам, имели место в бассейнах Джиньдарьи, Аксу, Танхоздарьи (верховья Кашкадарьи) в юго-западном Узбекистане и в Приташкентском районе (междуречье Чирчик — Башкызылсай, западные склоны Чаткальского хребта).

По-видимому, есть основания считать фазу неогенового поднятия передовых гряд распространенной достаточно широко и, возможно, имеющей региональное значение.

На примерах перечисленных достаточно разнообразных по структуре и геологическому строению районов устанавливаются некоторые особен-

ности этой фазы. Во-первых, поднятия передовых гряд были не строго одновременны между собой. Так, судя по подпору передовой грядой Сюрень-Ата — Алом — Каракия (восточная часть Приташкентского района) озерных и озерно-аллювиальных карбонатных фаций нижнеплейстоценовой сохской свиты, здесь фаза поднятия захватила и конец плиоцена — начало плейстоцена. Досреднеплиоценовый максимум фазы поднятий передовых хребтов характеризует районы гор Бозбутау, Катран, Гузан, Гальчабаши, Мальгузар и некоторые другие участки низкогорного обрамления Ферганской впадины. Во-вторых, в некоторых районах неогеновая фаза самостоятельных поднятий передовых гряд не прослеживается. Частично это, по-видимому, связано с недостатком данных, но в ряде случаев вполне уверенно устанавливаются собственные положительные движения передовых гряд лишь с конца раннего — начала среднего плейстоцена (об этом этапе ниже), а дочетвертичные поднятия были либо крайне слабы, либо полностью отсутствовали (район Уратюбе, почти вся цепь адыров Северо-западной Ферганы от Дигмая до Чуст-Папских адыров, адыры низовий Исфайрамсая в Южной Фергане и др.).

Интересно, что все участки досреднеплиоценовых поднятий, равно как и участки с заведомо отсутствовавшими или очень слабовыраженными в дочетвертичное время признаками положительных движений соответствуют участкам доолигоценовых поднятий и опусканий. Особенно выразительны в этом смысле поднятия районов Катрана, Гузана и Гальчабаши на юге и (частично) так называемого Боястанского барьера и гор Бозбутау на севере Ферганы, а также гор Сюрень-Ата в Приташкентском районе. Здесь доказаны тектонические поднятия раннемелового и даже юрского времени. Современные передовые адырные поднятия северо-западной Ферганы представляют собой, наоборот, пример длительно (на протяжении всего мезокайнозоя) опускания, лишь в начале плейстоцена сменившегося поднятиями.

Фаза неогеновых поднятий в конце плиоцена, реже (Приташкентский район) во второй половине раннего плейстоцена сменилась движениями обратного знака. Только участки, унаследованно поднимавшиеся на протяжении всего мезокайнозоя (Катран, частично Бозбутау, средняя часть гор Карачатыр — район Улуттага, отдельные участки гор Гузан, Гальчабаши, Тохтабуз, Алмолы, Сюрень-Ата), продолжали испытывать ослабленные положительные движения. Основные массивы горных хребтов в это время, наоборот, поднимались даже с большей интенсивностью. Шлейфы подгорной молассовой аккумуляции позднего плиоцена — раннего плейстоцена (андижанская, тогапская, полизакская, шарпылдакская, сохская и другие свиты, сложенные главным образом конгломератами) полностью перекрывают большую часть передовых гряд. В пределах относительно стабилизировавшихся в позднем плиоцене — начале раннего плейстоцена участков (Восточный Карачатыр, междуречье Сох-Исфара, большая часть Боястанского барьера и др.) прослеживаются кое-где «ленты» валунников и крупных галечников, представленных породами из осевых частей главных хребтов. Они указывают на неполное перекрытие этих участков.

С начала среднего, реже с конца раннего плейстоцена прослеживается новая общая фаза поднятия передовых гряд. Эти поднятия частично захватили даже те районы, которые не поднимались в неогене — адыры Северо-западной Ферганы, междуречье Акбура-Талдык. В это время произошли частичное отмирание и перестройка путей транзитного сноса твердого стока из внутренних частей главных хребтов и локализация его в пределах нижних участков современных крупных консеквентных речных долин. Именно к этой фазе относятся известные по наблюдениям В. Н. Вебера и других исследователей явления миграции сухих дельт — постепенное вовлечение их осадков в складчатость и поднятия.

Таким образом, расширение площади горных сооружений, подтверждаемые процессами миграции сухих дельт и нахождением плиоцен-плейстоценовых конгломератов внутри низкогорных и среднегорных массивов, не представляется на основании изложенного выше односторонним универсальным механизмом развития морфоструктур гор Средней Азии. Эти процессы являются частным проявлением более общей закономерности.

Такой общей закономерностью морфоструктурной эволюции представляется смена этапов с повышенной дифференциальной активностью частных морфоструктурных зон (осевых, среднегорных, передовых низкогорных) этапами общего поднятия или опускания горных систем в целом, во время которых отходят на второй план (если не полностью исключаются) самостоятельные дифференциальные движения частных морфоструктурных зон. Установленная (Резвой, 1956) унаследованность развития последних с позднего палеозоя не исключает, а подтверждает эту смену этапов.

Этапы господства дифференциальных движений характеризуются резкой фациальной изменчивостью осадков во внутригорных впадинах, редукцией поверхностей выравнивания на поднятиях, активным расчленением последних, отчетливой выраженностью краевых разломных уступов. Они маркируются разнообразными по петрографическому составу, но удивительно однотипными литологически, разновозрастными — пермскими, среднеюрскими (Кобаев, 1962), нижне- и верхнемеловыми (Вебер, 1934; Пояркова, 1966), олигоцен-миоценовыми и плиоцен-четвертичными (Вебер, 1934; Резвой, 1957а; Богданова, 1970; Кухтиков, 1971, и др.) «брекчиями осыпей» — коллювием и коллюво-пролювием подножий древних крутых скальных склонов.

Этапы господства общих поднятий главных морфоструктур характеризуются усилением транзитного сноса по консеквентным палеодолинам, широким развитием процессов подгорного выравнивания и формированием молассовых, молассоидных и эвапоритовых формаций в наиболее крупных подгорных и межгорных впадинах.

Наметить строгие временные рамки данных этапов даже для такой небольшой и сравнительно хорошо изученной территории, как Фергана, затруднительно. Отмеченная для неогена определенная асинхронность фаз поднятия на разных участках передовых гряд, очевидно, существовала и ранее. Тем не менее удастся выделить несколько этапов преобладания общих поднятий — пермо-триасовый (точнее, P_2-T_1), позднечетвертично-раннемеловой и опусканий — эоценовый.

Этапы господства дифференциальных подвижек (из которых уверенно выделяются туронский, миоцен-среднеплиоценовый, среднечетвертично-современный), таким образом, являются лишь частью длительного и сложного процесса становления морфоструктур горной Средней Азии. В этой связи можно напомнить высказывание одного из крупнейших среднеазиатских тектонистов Н. М. Синицына, считавшего, что «представление о непрерывности (и добавим необратимости — Г. П.) поднятия Туркестанского и Алайского хребтов в неогене и в четвертичное время, начиная с олигоцена, может быть принято лишь в самых общих чертах» (Синицын, 1960).

ЛИТЕРАТУРА

- Богданова Н. М. Откопанные поверхности выравнивания в предгорьях Алайского хребта. «Геоморфология», № 3, 1970.
Васильковский Н. П. Геологическое строение западной Ферганы. М., Госгеолиздат, 1941.
Вебер В. Н. Миграция сухих дельт в Фергане. «Геол. вестник», т. VII, 1—3, 1929—1930.
Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии, лист VII—6 (Исфара), Северная половина. «Труды ВГРО», вып. 194, 1934.
Костенко Н. П. Неотектоника наземных дельт. «Докл. АН СССР», т. 99, № 4, 1954.

- Костенко Н. П. К неотектонике Ферганской впадины и ее горного обрамления. В кн. «Вопр. региональной геологии СССР», Изд-во МГУ, 1961.
- Костенко Н. П. Развитие рельефа горных стран. М., «Мысль», 1970.
- Костенко Н. П. Развитие складчатых и разрывных деформаций в орогенном рельефе. М., «Недра», 1972.
- Копаев В. А. О юрских тектонических уступах в Фергане. «Уч. зап. САИГИМС», вып. 7, 1962.
- Курдюков К. В. Изучение континентальных дельт Ферганы в связи с тектоническим развитием этого района. «Бюл. МОИП. Отд. геол.», т. 23, вып. 5, 1948.
- Кухтиков М. М. Брекчии древних осыпей и некоторые вопросы стратиграфии и альпийской тектоники Памира и Южного Тянь-Шаня. «Сов. геология», № 11, 1971.
- Несмеянов С. А. Опыт количественной оценки величины и интенсивности поэтапных новейших движений в Западном Тянь-Шане. «Бюл. Ком. по изуч. четв. пер.», № 36, 1969.
- Попов В. И. История депрессий и поднятий Западного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во Комитета наук УзССР, 1938.
- Пояркова З. Н. Палеогеография Южной Киргизии в меловом периоде. В кн. «Матер. по палеогеографии и тектонике Тянь-Шаня», Фрунзе, «Илим», 1966.
- Резвой Д. П. Новейшие движения Туркестано-Алайской горной системы и графическое отражение их результатов. В кн. «Вопр. геологии Азии», т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1955.
- Резвой Д. П. О явлении унаследованности в тектоническом развитии Южного Тянь-Шаня в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое. Геол. сб. Львовск. геол. об-ва, № 2—3, 1956.
- Резвой Д. П. «Брекчии осыпей» южной Ферганы как своеобразный тип четвертичных отложений. «Землеведение», т. 4, 1957а.
- Резвой Д. П. Некоторые особенности дислокаций древних сухих дельт южной Ферганы. «Землеведение», т. 4, 1957б.
- Резвой Д. П. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Матер. по геол. Южного Тянь-Шаня, т. 1, Изд-во Львовск. ун-та, 1959.
- Синицын Н. М. Тектоника горного обрамления Ферганы. Изд-во ЛГУ, 1960.
- Чедия О. К. Юг Средней Азии в новейшую эпоху горообразования, кн. 2, Новейшая тектоника и палеогеография. Фрунзе, «Илим», 1972.
- Шульц С. С. Складчатые дислокации конгломератов сухих дельт южной Ферганы. Тр. Тадж.-Памирской экспед., М., Изд-во АН СССР, 1937.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Зап. ВГО, т. 3. М., Геогرافиз, 1948.

Институт географии
АН СССР

Поступила в редакцию
26.IV.1976

ON A REGULARITY OF MORPHOSTRUCTURES DEVELOPMENT AT THE MOUNTAIN CENTRAL ASIA

P SHENIN G. N.

Summary

An alternation was established of stages of differentiated tectonic activity of small individual morphostructures and stages of prevailing development of main morphostructures (such as largest ranges, mountain systems, intermountain depressions) since Late Paleozoic up till now. The process controls the development of mountain morphostructures of Central Asia. The existing scheme of mountains formation during Oligocene-Miocene and their successive growth and enlargement is but a particular regularity within more general process and characterizes only the time interval from Middle Pleistocene to the present day. These are facts which confirm the statement and indicate the independent uplift of low foreranges during Neogene comparable in dimensions with that of main ridges. Some special features of morphostructural development of low foreranges during Neogene are described.