13. *Рубцова А. К.* Новые данные о геоморфологическом строении долины р. Амур к северу от Благовещенска // Вопросы инженерной геологии Верхнего Амура. М.: Изд-во МГУ, 1962. С. 158—163.
14. *Бабичев А. А.* О возрасте некоторых «древних» толщ Верхнего Приамурья // Вопросы инженерной геологии Верхнего Амура. М.: Изд-во МГУ, 1962. С. 137—144.
15. *Бастраков Г. В.* Эрозионная прочность горных пород // Геоморфология. 1977. № 2. С. 52—55.
16. *Любимов Б. П.* Опыт составления карт размываемости покровных горных пород для целей инженерной оценки эрозионного рельефа // Вестн. МГУ. Сер. геогр. 1978. № 1. С. 42—47.
17. *Маккавеев Н. И., Чалов Р. С.* Русловые процессы. М.: Изд-во МГУ, 1986. 264 с.
18. *Рыжов Б. В., Мурзаева В. Э.* К истории формирования долины Верхнего Амура в четвертичный период // Вопросы инженерной геологии Верхнего Амура. М.: Изд-во МГУ, 1962. С. 34—41.
19. *Воскресенский С. С., Костомаха В. А.* Геоморфологическое строение и районирование // Геоморфология Амурско-Зейской равнины и низкогорья Малого Хингана. М.: Изд-во МГУ, 1973. Ч. 1. С. 133—171.
20. *Ликутов Е. Ю.* Тектонические перекосы земной поверхности и их роль в формировании речных долин и россыпей // Прикладная геоморфология и неотектоника юга Восточной Сибири (тезисы докл.). Иркутск, 1988. С. 34—36.
21. *Ликутов Е. Ю.* Закономерности формирования долин малых рек в строении рыхлых отложений (на примере центральной части междуречья рек Зея и Селемджа) // Стратиграфия и корреляция четвертичных отложений Азии и Тихоокеанского региона (Тезисы междунар. симпоз., 9—16 окт 1988 г.). Находка; Владивосток, 1988. Т. II. С. 117—118.

АмурКНИИ ДВО АН СССР

Поступила в редакцию
2.VIII. 1989

PECULIARITIES OF INCISED MEANDERS FORMATION IN THE UPPER REACHES OF THE AMUR RIVER

GUSEV M. N., LIKUTOV E. Yu.

Summary

Morphology is discussed of a system of incised meanders developed in the upper reaches of the Amur river (so called Korsakovsky Krivuny). Studies of both meanders and the valley topography at this place indicate a strong influence of tectonic tilted blocks which controls the location, stucture and evolution of the meanders. This influence accounts for the development of all terraces (floodplain included) on one side of the valley within each segment.

УДК 551.4:551.24(235.241)

ЯН КАЛВОДА

МОРФОТЕКТОНИКА ЗАПАДНОГО КАРАКОРУМА

Развитие рельефа гор Высокой Азии четко отражает динамику геологических процессов. Историко-генетический анализ комплекса форм рельефа, его отдельных элементов и горных накоплений четвертичного возраста свидетельствует о взаимодействии орогенических и морфоклиматических процессов в становлении современного рельефа горных хребтов (рис. 1), а также выявляет характер дезинтеграции близповерхностных частей сводообразных горных массивов.

Представление о современных тенденциях орогенических движений горных хребтов Высокой Азии может быть составлено главным образом на основе морфоструктурных и историко-генетических исследований с привлечением геологических и геофизических данных по приповерхностной части литосферы рассматриваемых регионов.

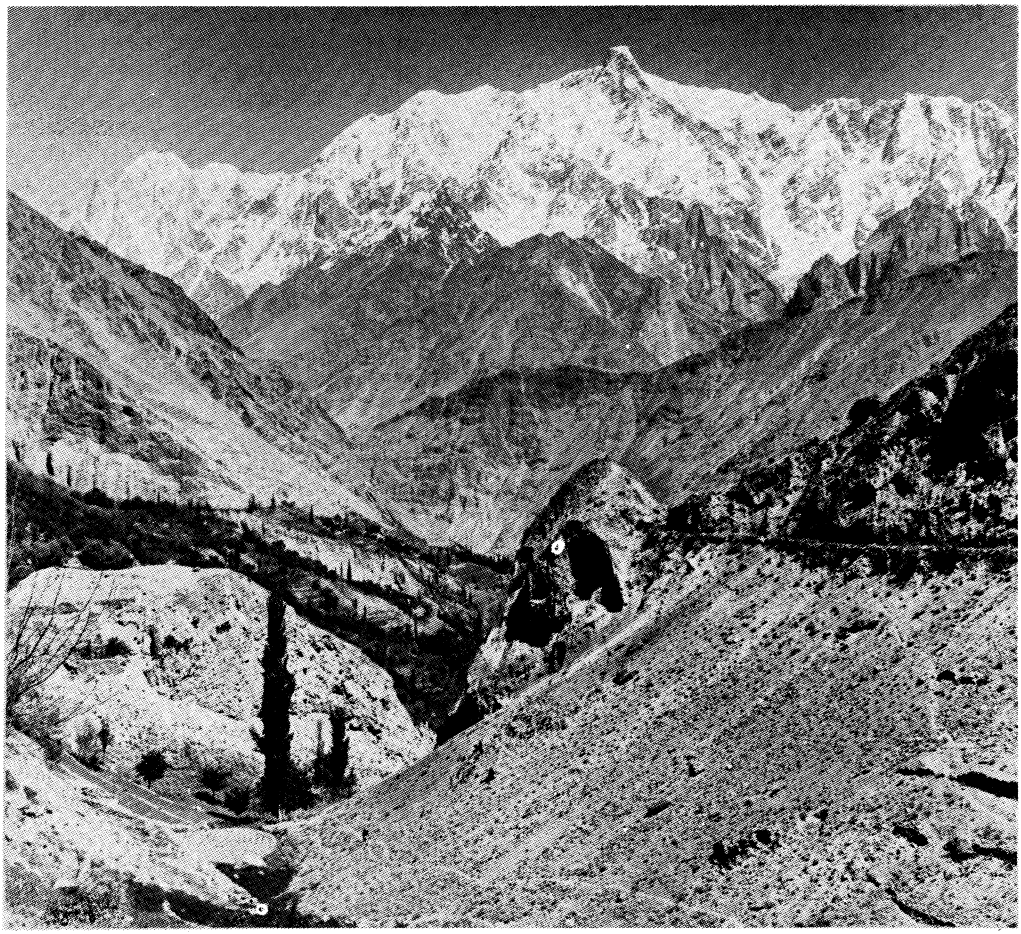

Рис. 1. Серии ледниковых, флювиогляциальных и склоновых отложений — от позднеплейстоценовых до современных мощностью 200 м и более заполняют нижнюю часть каньонообразной долины, селективно выработанной в известняках и мраморах мезозойской формации Думордо, вблизи селения Нагар.
На заднем плане видна восточная часть массива Батура (7980 м), сложенного кристаллическими породами Большого Каракорума (фото Я. Калводы)

В настоящей статье характеризуются основные морфотектонические особенности Западного Каракорума.

Развитие Каракорума в дочетвертичное время

Отложения Тетиса мощностью до 1500 м северной зоны Каракорума являются показателем шельфовой седиментации в интервале от каменноугольного до мелового времени включительно по краю Азиатской плиты [1—3 и др.]. Движение к северу Индийского субконтинента, отколовшегося приблизительно 130 млн. лет назад от Гондваны, привело в позднем мелу к закрытию Неотетиса. Субдукционная фаза орогении в Альпийско-Гималайском поясе достигла кульминации в процессе сутурации океана Тетис и обдукции офиолитовых тектонических покровов с одновременным возникновением офиолитового шва.

Таким образом, в зоне субдукции районов Каракорума и Гималаев осадки от верхнего палеозоя до нижнего мела были смяты в складки, создавшие обрамление южного края Азиатского континента. Каракорум постепенно приобретает свой собственный стиль как в структурном, так и в морфологическом отношении [3 и др], и отчетливо выраженная денудация горных хребтов, особенно эрозия, поставляла материал для накопления молассовых отложений. В эоцене

зона молассовой седиментации оказалась ограниченной с юга благодаря приближению Индийской плиты. Молассовый бассейн испытал глубокое погружение и подвергся сжатию между литосферными плитами, что сопровождалось проникновением офиолитов.

Несогласие в подошве нижнемеловых осадков с Orbitolina так же, как наличие грубых обломков, свидетельствует о начале орогенической активности. Накопление кластических пород продолжалось также в течение мела — до эоцена, когда последовательно начали появляться конгломераты молассовой формации. Орогеническая фаза третичного времени, которая в олигоцене и миоцене постепенно захватила район гор Каракорум в целом [3—6 и др.], сопровождалась магматической активностью (гранодиориты Балторо, Биафо, Хиспар и Хунза) и метаморфизацией пород. Гранитоиды осевого батолита Каракорума моложе эоценовых осадков северной зоны; вероятно, они возникли в миоценовую фазу орогении.

Неогеновые молассы включают все литостратиграфические единицы сутуры Инда, представляя собой, таким образом, постколлизионную седиментацию. Сутура Инда в своей западной части разделена на две линии [4], ограничивающие серию Кохистан. Северная сутура в структуре горного хребта маркируется Главным Каракорумским надвигом, южная — Главным мантийным надвигом. Таким образом, основные тектонические единицы Западного Каракорума последовательно разделились в третичную стадию орогенеза. К югу от комплекса пород Тетиса располагались третичные гранодиориты центральной зоны Каракорума, разделенные разломами [7—10], так же как палеозойские пелитовые и карбонатные породы группы Даркот. Далее за Главным Каракорумским надвигом располагается область развития комплекса островной дуги Кохистан с мезозойской и третичной группой Ясин, офиолитом Чалт и гранодиоритом Ладакх, ограниченная сутурой Главного мантийного надвига.

Структурная зона Инда, состоящая из экзотических пород, т. е. главным образом из тектонически перемещенного флиша, ультраосновных подводных эруптивов и моласс [2], представляет собой узкую полосу по северной границе Западных Гималаев, протянувшуюся в область верхнего течения р. Инд. Она может быть трассирована от Западно-Гималайского тектонического изгиба в районе Нангапарбат, вдоль краев предполагаемых Каракорумских покровов в южном направлении к оз. Манасаровар. Далее к востоку за горным массивом Гурла-Мандхата долина верхнего течения р. Цангпо, своим геоморфологическим обликом напоминающая долину Инда, вероятно, маркирует продолжение этого крупного тектонического элемента Тибетских Гималаев.

В определенном смысле горы Каракорум старше Гималаев. В северной зоне Каракорума орогенические движения начали проявляться в меловое время, а в его южной части — в начале третичного времени [2, 4 и др.], тогда как в Гималаях эти движения проявляются только в эоцене и позднее. Высокая степень метаморфизма пород Каракорума явилась следствием субдукции океанической плиты под дугу Кохистан, имевшей место в период между поздним мелом и эоценом.

Продолжение Главного центрального надвига Гималайской горной системы, вероятно, существует в надвиге Тарбела Южного Каракорума в виде крупной зоны скалывания под надвигающейся пластиной надвига Кохистан. По этому надвигу гнейсы перемещаются поверх известковых метаседиментов мезозоя к югу. Те же мезозойские породы перемещались поверх олигоцен-миоценовых отложений молассового типа (формация Мюрре) по Главному пограничному надвигу.

Севернее Гималаев возник осадочный бассейн Гандиз-Ярлунг-Занбо. В позднем миоцене он был захвачен поднятием и складкообразованием, однако в плиоцене в районе Гималаев возникли крупные озера с богатой тропической и субтропической растительностью в их окрестностях и с фауной Hipparion.

Вышеупомянутые и широкоизвестные региональные наблюдения ясно показали, что эрозия и денудация в орогенической зоне Западного Каракорума имели место уже в неогене, тогда как пенепленизация Азиатского и Индийского континентов происходила в палеогене. Этот факт мог в значительной мере сказаться на ходе орогении в процессе коллизии, поскольку в приповерхностных частях литосферы площадь, занятая кристаллическими породами, с глубиной денудации возрастала. Несмотря на относительную молодость Каракорума и Гималаев, современный денудационный уровень довольно глубоко проник в их складки и особенно в структуру покровов. Постепенное развитие коллизионного тектогенеза в течение неогена и четвертичного времени привело, с одной стороны, к возникновению гигантских горных поясов, а с другой — к денудационному вскрытию третичных гранитных плутонов в районах Большого Каракорумского хребта и Больших Гималаев.

В третичное время возникли главные черты геологической структуры горных хребтов Каракорума. Что же касается структур покровов, то их проекция на поверхности литосферы создала рельеф, совершенно отличный от современного. Хотя геодинамические напряжения проявлялись в неогене в процессе коллизии плит в виде не только горизонтальных, но и вертикальных движений, основная стадия сводообразования в Западном Каракоруме и окружающих горных хребтах относится к четвертичному времени.

Морфотектоника четвертичного времени

Поднятие Каракорума началось уже в раннем плейстоцене, что нашло свое отражение в накоплении галечников Мирпур [11] и конгломератов Гонгба. В южной части Тибетского нагорья конгломераты Гонгба, ассоциируемые с началом тектонического поднятия Гималаев и Каракорума [12], рассматривают как базальную четвертичную формацию. Литогенетически они представляют собой аллювий предгорных или межгорных водотоков и склоновые отложения, часто окаймляющие мелководные участки и берега исчезнувших плиоценовых озер. Они несогласно залегают на озерных осадках, причем их мощность достигает 400 м. Особенности осадочных текстур и некоторые ископаемые позволяют заключить, что в то время, когда происходило поднятие Тибетского плато, доминировал сухой климат с циклическими сменами прохладных периодов. Из данных, полученных по профилю у южной подошвы склонов Ягру-Ксонгло, следует, что нижние озерные осадки принадлежат эпохе нормальной полярности Гаусс, тогда как средний конгломерат Гонгба относится уже к эпохе обратной полярности Матуяма. Базальные озерные отложения накапливались в относительно спокойных тектонических условиях и в умеренном климате позднего плиоцена. Обстановка осадконакопления и сеть водотоков явно отличаются от условий накопления средней формации конгломерата Гонгба, когда заметно проявилось влияние сводообразования, т. е. поднятия обширного района Западных Гималаев и Каракорума.

Сравнивая развитие рельефа в Каракоруме и Западных Гималаях в третичное время, следует отдавать себе отчет в том, что мы рассматриваем регионы коллизирующих краевых частей континентов, имевших различную геологическую историю. Отсюда естественно, что для морфоструктурных реликтов этого отрезка времени прямая корреляция денудационных поверхностей или речных систем и других геоморфологических признаков двух соседних областей невозможна, поскольку пути их развития были совершенно различны. Этот период закончился, однако, закрытием сутуры [1, 13] и исчезновением осадочного бассейна между двумя существующими в настоящее время системами палеорельефа, а также формированием общей для них речной сети.

В Хунза и Хиспар-Мустаг Каракорум, между массивами Батура (7980 м), Дистегил-Шар (7886 м), Ракапоши (7788 м) и Малубитинг (7458 м) относительная хронология развития горного рельефа в четвертичное время [14—16] однозначно свидетельствует о коренном изменении характерных черт третичной поверхности Западно-Каракорумской орогенической зоны. Геологич-

Основные черты рельефа горных массивов Хунза и Хиспар-Мустаг в Западном Каракоруме в четвертичное время (с использование материалов [4,14—23 и др.]).

Геологический возраст, млн. лет	Хронология процессов горообразования и основные морфогенетические события
0,0	
Современный	Интенсивная сейсмическая активность. Отступание долинных ледников. Поднятие и деструкция всех типов рельефа в различных горных морфоклиматических зонах
0,0001	
Субсовременный	Стадия оледенения Пасу II. Продолжающаяся орогеническая активность с дифференцированными поднятиями и сдвиговыми смещениями вдоль разломов и по плоскостям надвигов
0,001	
Поздний голоцен	Стадия оледенения Пасу I. Завершение интенсивного расчленения поверхности региона, особенно за счет выветривания горных пород, склоновых движений, ледниковой и речной эрозии. Стадия оледенения Батура
0,004	
Ранний голоцен	Вековое поднятие хребтов в целом с относительно короткими промежутками тектонических импульсов. Период очень интенсивных склоновых смещений, флювиального переноса выветрелых пород и врезания. Стадия оледенения Галкин II Возникновение древнейших из сохранившихся эоловых, озерных и озерно-ледниковых отложений перед ледниками
0,01	
	Стадия оледенения Галкин I. Интенсивная глубинная эрозия. Очень интенсивное поднятие, а также перемещение покровов по плоскостям надвигов, особенно в зонах Главного Каракорумского надвига и главного мантийного надвига.
Поздний плейстоцен	Стадия оледенения Хунза. Интенсивная криогенная и гляцигенная деструкция горных хребтов. Формирование выровненной поверхности высотой около 500 м над днищем долины Хунза.
0,1	
	Речная и ледниковая эрозия завершили формирование сети долин. Стадия оледенения Юнз Формирование выровненной поверхности высотой около 900 м над днищем долины Хунза.
Средний плейстоцен	Стадия оледенения Шаноз. Первичный альпийский рельеф в Большом Каракорумском хребте. Устойчивое поднятие всего орогена между осадочными формациями Тетиса Северного Каракорума и Западными Гималаями с несколькими импульсами тектонической активности.
0,5	
	Местное оледенение (?) самых высоких палеохребтов в Большом Каракорумском хребте. Образование выровненной поверхности Патундас. Продолжение орогенической дифференциации геологических элементов в условиях режима сжатия кульминационной фазы коллизии Индийской и Азиатской плит.
Ранний плейстоцен и эоплейстоцен	В южном форланде Западных Гималаев накопление галечников Мирпур и формирование Главного фронтального надвига. Образование выровненной поверхности Миршикар.
1,7	
	Весьма интенсивные денудационные процессы на дневной поверхности аллохтона Образование выровненной поверхности высотой более 6000 м над уровнем моря. Вековое поднятие регионов Каракорума и Западных
Плиоцен	Гималаев и субгоризонтальное «укорочение» земной коры, смятие в складки пород Соляного хребта. Образование выровненной поверхности на современной абс. высоте более 7200 м. Накопление моласс Сивалик в форланде Западных Гималаев.
5	
	Выход на поверхность гранитоидных пород в горном палеорельефе. Интенсивные эрозия и денудация не очень высокого горного свода.

Миоцен	Продолжение коллизионного вклинивания Индийской плиты в островную дугу Кохистан, частично тектонически затащенную под Каракорумскую зону. Развитие Большого Каракорумского палеохребта типа кордильеры и его денудация в условиях теплого и влажного климата. Образование гранодиоритов Большого Каракорумского хребта и последняя фаза метаморфизма. Интенсивное развитие главных надвигов за счет приповерхностного «укорочения» земной коры в области коллизии Индийской и Азиатской плит.
26	

события четвертичного времени в центральной части Западного Каракорума представлены в таблице.

Резкое поднятие горных хребтов Каракорума в четвертичный период отчетливо проявилось уже в раннем плейстоцене (о чем свидетельствует возникновение галечников Мирпур и конгломератов Гонгба), по крайней мере 500 тыс. лет назад, и вызвало приближение его поверхности к уровню испытывавшей вековые осцилляции снеговой линии. В то же самое время, однако, это поднятие могло уничтожить редкие реликты гляциальных или перигляциальных форм рельефа [24, 25] ранее- или среднеплейстоценового возраста или могло способствовать их деструкции. К такому заключению приводит тот факт, что эрратические валуны гранодиоритов Шаноз [20, 21], возраст которых более 200 тыс. лет, находятся в западной части Каракорума в районе долины Хунза на выровненной поверхности Патундас абс. высотой 4000—4150 м. Выше располагается еще более древняя выровненная поверхность Миршикер высотой 5200—5400 м. По нашему мнению, реликты еще одной подобной поверхности сохранились значительно выше 6000 м [14, 16]. Это означает, что упомянутые поверхности находятся в пределах аккумуляции масс льда современного оледенения. Сколько-нибудь точная корреляция этих выровненных поверхностей в Западном Каракоруме с аналогичными поверхностями высотой 5800—6200, 4500—5000 и 4000—4400 м в южной чести Тибетского нагорья не существует. Однако все допустимые варианты показывают, что автохтонные реликты гляцигенных аккумуляций, столь же древних, как поверхности с эрратическими валунами Шаноз, в настоящее время должны располагаться выше 4000 м над уровнем моря.

Средняя скорость углубления речных долин в период поднятия Западного Каракорума с конца времени образования выровненной поверхности Патундас (приблизительно 400 тыс. лет назад) и до настоящего времени составляла 8 мм/год, но была заметно выше в последнюю треть среднего плейстоцена и в середине позднего плейстоцена [23]. Напротив, наиболее низкие средние значения скорости врезания установлены в последний период позднего плейстоцена.

Вектор тектонически обусловленных движений земной поверхности может быть подразделен на вертикальную [14, 21, 26] и горизонтальную компоненты. Поднятия обусловливают высокую интенсивность денудации и возникновение чрезвычайно изрезанного рельефа Западного Каракорума (рис. 1). Напротив, горизонтальная компонента тектонических движений проявляется в сравнительно узких зонах сжатия, часто по границам отдельных морфоструктурных элементов, однако внутренние части соответствующих геологических элементов были столь же активны. Морфологически это, по-видимому, находило свое проявление лишь в виде импульсного сводообразования. В рельефе форланда этих зон, демонстрирующих проявление субгоризонтальных движений блков и покровов, следует отметить историко-генетические особенности, отвечающие начальной стадии возникновения межгорных впадин. Это касается, в частности,

области, выделившейся за счет селективной денудации осадочного бассейна в нижней части долины Хиспар. В процессе развития тектонических деформаций эти депрессии между формирующимися горными массивами оказались изолированными [16] и вошли в обширные области орогенических поднятий. На основе вышеизложенного общий характер современного рельефа Западного Каракорума может быть интерпретирован лишь в широком контексте четвертичной истории коллизионной орогении в области, ограниченной с юга Гималайским передовым прогибом равнины Ганга, а на севере — горными сооружениями Памира до хребтов Тянь-Шаня.

Палеогеографические данные о времени поднятия Тибетского нагорья [12] дают относительно широкий разброс. Нижняя временна́я граница поднятия, как можно думать, совпадает с периодом отложения верхнемеловых морских известняков Тибетского плато, служащих доказательством того, что этот регион был погружен под уровень моря. Верхняя граница маркируется самыми молодыми осадками Сивалик [11], возраст которых около 18 млн. лет. Об интенсивности неогеновых и четвертичных тектонических движений позволяет судить мощность моласс. Согласно Динг Гоюю [27], в Западном Китае и севернее Каракорума мощность моласс в предгорьях Памира вблизи Ухай составляет (м) около 8000, в Хетьян-Иечанг в Куньлуне — более 5000, в районе Артыш в предгорьях Тянь-Шаня — около 5000, в районе Куча — более 4000, в районе Манас в предгорьях Северного Тянь-Шаня — около 2000 и на Алтае — только 200—300 м. Таким образом, вертикальные смещения по разломам, получившие отражение в мощности моласс, последовательно уменьшались в направлении с юга на север. В плиоцене и раннем плейстоцене отношение вертикальной и горизонтальной составляющей в Северном Китае равнялось приблизительно 1:2, в Западном Китае 1:10. В последнем случае это отражает общую величину горизонтальных смещений — от нескольких километров до 20 км и более.

Поднятие Тибетского нагорья в четвертичное время имело первостепенное значение в процессе создания современного рельефа Каракорума и Гималаев. Здесь проявляется связь с процессами глубинных перемещений и динамическим режимом зон экстенсивной коллизии. Сжатие в районе Гималаев отражено в современной тектонике удаленных центральных районов Азиатского континента. Поднятие Гиндукуша происходило в условиях сжатия; структуры Памира надвигаются к северу, и докембрийский Таримский массив выдавливается к северу на складчатые структуры Тянь-Шаня. Молнар и Таппонье [28] считают, что мощность земной коры Тибетского нагорья достигла, вероятно, 80 км за счет субдукции и шарьирования пластин земной коры, что проявилось не только в морфологически выраженном поднятии, но и в высоком значении геотермического градиента за счет повышенного выделения радиогенного тепла. В наиболее высоких частях плато в настоящее время преобладают относительные опускания; надвиги и сдвиги не развиваются. Горизонатальные левосторонние смещения по разломам проявляются лишь в районах Алтын-Тага и Куньлуня, правосторонний Каракорумский сдвиг вытянут с северо-запада на юго-восток. Это предполагает, что континентальная кора Тибетского нагорья и Центрального Китая смещается к востоку. В южном форланде Гималаев плейстоценовые отложения северного края коллизионного бассейна, занятого с позднего миоцена и по настоящее время Индо-Гангской низменностью, также были вовлечены в орогенез.

Характер разрушения рельефа и последующие тектонические изменения в процессе конвергенции и собственно коллизии континентальных плит на контакте показывают, что плиты не являются жесткими и испытывают экстенсивные тектонические деформации. Фронт коллизионной зоны орогении продвигался быстрее и на значительно большие расстояния в направлении от современной области Нангапарбат через Западный Каракорум к Памиру, чем в южном направлении, — в сторону Индо-Гангской низменности.

В палеогене северный фронт орогенных деформаций рельефа располагался в зоне Инда [1], в миоцене активизировался Центральный Памир, затем

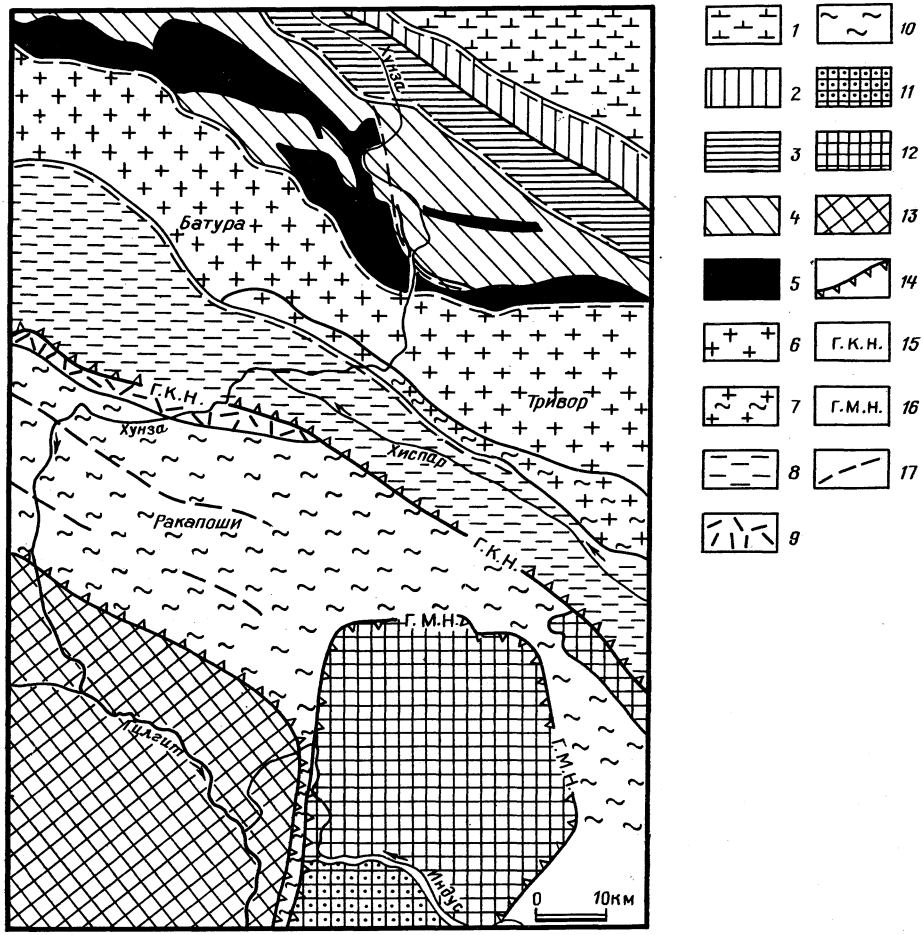

Рис. 2. Схематическая тектоническая карта Западного Каракорума, составленная по [1—4, 18 и др.]

1—5 — северо-каракорумские формации Тетиса: *1* — Мисгар, *2* — Килик, *3* — Гирча, *4* — Гуджал, *5* — Пасу; *6—7* — зона кристаллических пород Большого Каракорумского хребта; *6* — центральная часть; *7* — южная часть; *8* — формация Думордо (в группе Даркот); *9* — формация Хинди (в группе Ясин); *10* — Формация Чалт; *11—12* — формация Салхала: *11* — кристиллические породы массива Нангапарбат, *12* — кристаллические породы массива Харамош; *13* — зона развития кристаллических пород Кохистан; *14* — плоскости надвига; *15* — Главный Каракорумский надвиг; *16* — Главный мантийный надвиг; *17* — разломы

в позднем миоцене — комплексы пород Северного Памира вдоль Каракульского надвига, а в плейстоцене — и южные склоны Алайской долины и долины р. Сурхоб. Подобный механизм может быть принят с учетом специфических условий, связанных с толщиной земной коры до 80 км, и для направления от Непала и Тибетских Гималаев через Тибетское нагорье к горам Куньлунь и краю Таримской впадины. Горизонтальное смещение фронта орогенных деформаций в виде покрова, направленного от сутуры Инд-Цангпо к Южно-Гималайскому предгорному прогибу, достигало 300 км и было почти на порядок меньше смещения в северном направлении. С геодинамической точки зрения представляет также интерес положение морфологически выраженных сдвигов и структурных блоков земной коры. Отдельные морфоструктурные элементы, демонстрирующие главным образом относительные горизонтальные движения по сдвигам, часто имеют собственную систему экстенсивных тектонических деформаций.

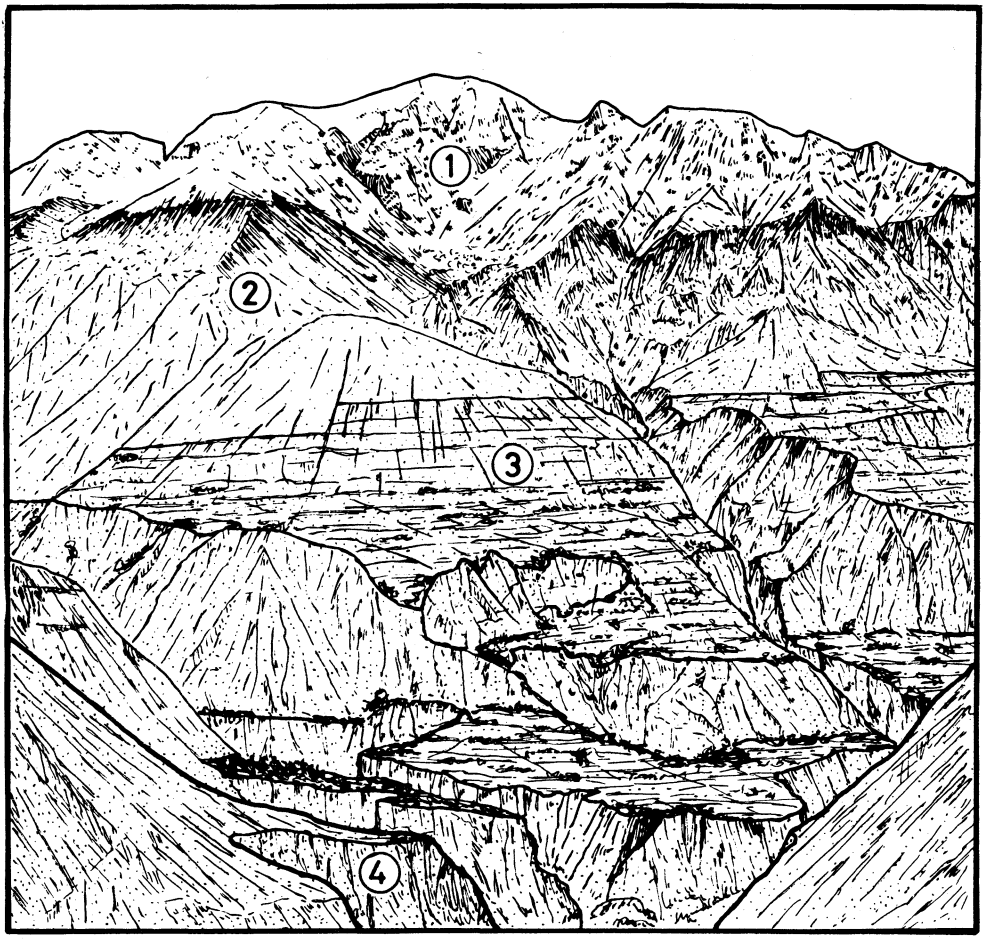

Рис. 3. Крутые структурно-денудационные, а в долине р. Инд — эрозионно-денудационные склоны, экспонированные к югу, восточнее сел. Чисал (Западные Гималаи) с четко выраженными границами вертикальных растительныхъ поясов и морфоклиматических зон
1 — преимущественно скальный рельеф в гранитогнейсах, мигматитах и габбродиоритах (цифры в кружках); *2* — склоны гор в пределах холодной семиаридной зоны со скудной растительностью между постоянной снеговой линией (~4700 м) и верхней границей леса на высоте 3700 м над уровнем моря; *3* — зона горных степей — до лесостепи с экстенсивной сельскохозяйственной деятельностью и заметными признаками периодической боковой и глубинной эрозии; *4* — зона аккумулятивных речных террас, захваченных эрозией, отложения подножий склонов и конусов выноса с высоким уровнем грунтовых вод в нижней части долины на высоте 1000—1500 м

Эволюция рельефа Каракорума и Гималаев показывает, что Индо-Тибетский ороген был весьма активен в четвертичное время и сохраняет свою активность в настоящее время (рис. 2 и 3). На это указывают также сравнительно частые и неглубокие (~40 км) землетрясения в пределах области коллизии шириной более 2000 км [28, 29 и др.], что может свидетельствовать о продолжающихся хрупких деформациях масс горных пород по системам разломов. Интересно, что распределение эпицентров землетрясений [17, 19] часто не соответствует орогеническим направлениям в геологической структуре, но указывает на реактивацию более ранних структурных систем. Например, одной из четко выраженных черт структуры гор является сейсмически весьма активный Каракорумский разлом [30], интерпретируемый как правосторонний сдвиг [4], который разделяет офиолитовые пояса Инда и Ярлунг-Цангпо. Если раньше эти меловые офиолиты представляли собой единый пояс, то позднее

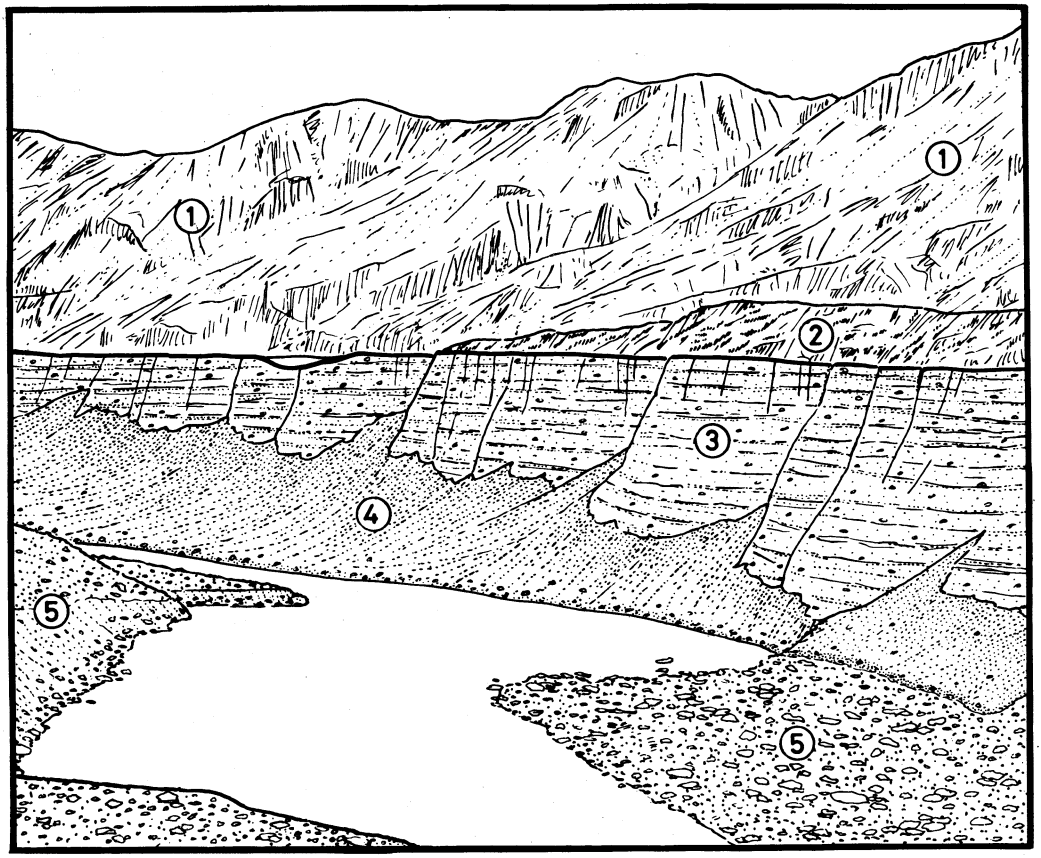

Рис. 4. Серии отложений верхнего плейстоцена — современного возраста р. Инд, вскрытые глубинной эрозией, севернее сел. Рахиот (Западные Гималаи)
1 — крутые эрозионно-денудационные склоны в мел-эоценовых гнейсах и амфиболитах (цифры в кружках); *2* — поверхности срыва оползней во фронтальных частях осыпных склонов; *3* — серии преимущественно флювиальных накоплений почти 60-метровой мощности с прослоями эолового песка и коллювия; *4* — современные осыпные конусы; *5* — материал пойменной террасы — от грубозернистного песка до крупных валунов

в результате правостороннего сдвига эти породы были растащены на расстояние 300 км.

Позднечетвертичные тектонические, главным образом горизонтальные, движения приповерхностной части литосферы, проявляющиеся в ее деструкции, деформациях сжатия или деформации морфоструктур, сопровождаются поднятиями или (эпизодически) и относительными опусканиями. Были не только активизированы горизонтальные движения покровов, но обнаружились и дифференцированные поднятия как проявление кульминационной фазы континентальной коллизии на фоне сводообразования Гималайской и Каракорумской зон.

Заключение

Выделение главных стадий эволюции горного свода Западного Каракорума базируется на данных о реликтах третичного рельефа и попытках определения приблизительного возраста неогеновых и четвертичных выровненных поверхностей или континентальных осадочных формаций (рис. 4). Четвертичная фаза коллизионной орогении отразилась в рельефе современных горных хребтов Западного Каракорума. В четвертичный отрезок времени Каракорумской ороге-

нии основные приповерхностные проявления тектонической активности происходили (одновременно с прогрессирующей субдукцией) в зонах Главного Каракорумского надвига, представляющего собой фронтальные части покровов. В то же самое время тектоническую активизацию испытал и Большой Каракорум. Он разделился на отдельные блоковые массивы. Центральная часть горного хребта и его широкий хинтерланд (включая Памир и Тибетское нагорье) были подняты на их современную высоту. Описанная ситуация соответствует также представление о том, что основные поднятия в Западном Каракоруме произошли после формирования геологической структуры, в частности после возникновения Главного Каракорумского надвига. Современная орография Западного Каракорума является следствием сводового воздымания этой области, а также орогенического поднятия и импульсов надвигания комплексов пород в тектонически высокоактивной зоне контакта континентальных плит.

Сравнительное исследование геоморфологических последствий поднятия Каракорума в неогене и особенно в четвертичное время, а также поднятия Памира, Памиро-Алая и Тянь-Шаня [31] показало, что: 1) в масштабе миллионов лет — с конца миоцена до четвертичного времени среднее значение тектонического поднятия возрастало; 2) воздействие тектоники на рельеф носило импульсный характер: стадии формирования выровненных поверхностей чередовались с фазами усиленного расчленения рельефа; 3) количественные данные о скорости врезания рек, обусловленного тектоническими движениями, а также изменениями климатических условий в рассмотренных выше горных хребтах Высокой Азии, согласуются по порядку величин, т. е. в своих минимальных значениях колеблются в пределах десятых долей миллиметров в год, а в максимальных — в пределах десятков миллиметров в год; 4) тектонические события, происходившие в период приблизительно от среднего эоцена до настоящего времени, ответственны за большую часть общей амплитуды поднятия; 5) временной режим и последовательность тектонических поднятий в отдельных районах различались: если в центральных частях Гималаев и Каракоруме основные фазы вертикальных поднятий падают на вторую половину среднего плейстоцена и поздний плейстоцен, то на Памире и в Тянь-Шане фазы сводообразования горных массивов проявлялись начиная с позднего плейстоцена; 6) различия в динамике поднятия подтверждаются также тесной корреляцией геоморфологических признаков в течение последних 200 тыс. лет: два импульса в Каракоруме — 150—200 и 50—70 тыс. лет назад с последующим периодом медленного воздымания на севере пока не установлены; напротив, в голоцене вертикальная компонента тектонических движений на Памире и в Тянь-Шане, по-видимому, была выше, чем в Каракоруме; 7) при отсутствии данных полевых наблюдений остается до сих пор неясным, какая из каракорумских выровненных поверхностей (Миршикар или Патундас) соотносится с опорной выровненной поверхностью в относительно близком Памире. Однако реликты рельефа ледниковой стадии Шаноз, датируемой периодом древнее 200 тыс. лет, находящиеся на поверхности Патундас, вероятно, представляют собой эквивалент отчетливо выраженного среднеплейстоценового горного оледенения Памира и Тянь-Шаня.

Реконструкция ведущих черт развития рельефа изученного сектора Западного Каракорума обнаруживает, что периоды относительно слабо отраженной в рельефе тектонической активности чередовались с относительно короткими, но интенсивными импульсами активности орогенических процессов, определивших конструкцию и деструкцию рельефа этих горных хребтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Ganser A.* The significance of the Himalayan suture zone // Tectonophysics. 1980. № 62. P. 37—52.
2. *Desio A.* Karakorum mountains // Mesozoic-Cenozoic Orogenic Belts: Data for orogenic studies; Alpine-Himalayan orogens/ Ed. A. M. Spencer. London: Spec-Publ. Geol. Soc., 1974. № 4. P. 255—266.

3. *Tahirkhelli R. A. K., Mattauer M., Proust F., Tapponier P.* The India-Eurasia suture hone in Northern Pakistan: synthesis and interpretation of recent data at plate scale // Eds A. Farah, K. A. De Jong. Geodynamics of Pakistan. Quetta, 1979. P. 125—130.
4. *Tahirkhelli R. A. K., Qasim J.* The geographical and geological domaines of the Karakorum // Ed. K. J. Miller. The International Karakorum Project. V. 2. Cambridge, 1984. P. 57– 85.
5. *Gattinger T. E.* Geologischer Querschnitt des Karakorum von Indus zum Shagsgam // Jrb. Geol. Bdanst. Sonderbd. Wien, 1961. № 6. S. 3—118.
6. *Belyaevskii N. A.* Principal geological features of Karakorum // Trans. Interat. Geol. Rev. 1966. № 8. P. 127—143.
7. *Schneider H. J.* Geologische und erdmagnetische Arbeiten im northwest Karakorum // Erdkunde. 1956. V. 10. № 1. S. 1—93.
8. *Schneider H. J.* Tektonik und Magmatismus im north-west Karakorum // Geol. Rundsch. 1957. V. 46. № 2. P. 426—476.
9. *Schneider H. J.* Geosynklinale Entwicklung und Magmatismus an der Wende Paleozoikum-Mesozoikum im NW-Himalaya und Karakorum // Geol. Rundschau. 1960. V. 50. № 2. P. 334—352.
10. *Desio A.* Tectonic Relationships between the Karakorum, Pamirs and Hindu Kush (Central Asia) // Rep. 22and Internat, Geol. Cong. Delhi, 1964. Pt 2. Sect. 11 P. 192—213.
11. *Johnson G. D., Johnson N. M., Opdyke N. D., Tahirkhelli R. A. K.* Magnetic reversal stratigraphy and sedimentary tectonic history of the Upper Siwalik Group, Eastern Salt Range and Southwestern Kashmir // Eds A. Farah, K. A. De Jong. Geodynamics of Pakistan. Quetta, 1979. P. 149—165.
12. A discussion on the period, amplitude and type of the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau/ Li Jijum, Wen Shizuan, Zhang Oingsong et al. // Sci. Sin. 1979. № 22. P. 1314—1328.
13. *Valdiya K. S.* Tectonics of the folded frings of the Indian platform // Rep. 27 th Internat. Geol. Congr. V. 5; Tectonics of Asia. Moscow, 1984. P. 110—137.
14. *Калвода Я.* Основные черты истории оледенения западного Каракорума // Изв. АН СССР. Сер. географ. 1987. № 4. С. 16—28.
15. *Kalvoda J.* Geomorphology of the Gharesa glacier region.
16. *Kalvoda J.* Morphostructural development of the Karakorum in the Trivor Massif-Hunza valley section.
17. *Menke W. H., Jacob K. H.* Seismicity patterns in Pakistan and Northwestern India associated with continental collision // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1976. № 66. P. 1695—1711.
18. *Desio A.* Geologic evolution of the Karakorum // Eds A. Farah, K. A. De Jong. Geodynamics of Pakistan. Quetta, 1979. P. 111—124.
19. *Quittmeyer R. C., Jacob K. H.* Historical and modern seismicity of Pakistan, Afganistan, Northwestern India and Southeastern Iran // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1979. № 69. P. 773—824.
20. *Derbyshire E., Li Jijun, Perrott F. A. et al.* Quaternary glacial history of the Hunza valley, Karakorum mountains, Pakistan / Ed. K. J. Muller. The Internat. Karakorum Project. V. 2. Cambridge, 1984. P. 456—495.
21. *Goudie A. S., Brunsden D., Collins D. N. et al.* The geomorphology of the Hunza valley, Karakorum mountains, Pakistan / Ed. K. J. Miller. The Internat. Karakorum Project V. 2. Cambridge, 1984. P. 359—410.
22. *Kalvoda J.* The nature of geomorphic processes in the Himalayas and Karakorum // Stud. geomorphol. Carp.-Balcan. 1984. № 18. P. 45—64.
23. *Калвода Я., Сенковская Н. Ф.* Геоморфологические проявления четвертичного орогенеза в западном Каракоруме // Вест. МГУ. Сер. 5, География. 1986. № 4. С. 90—96.
24. *Wiche K.* Le periglaciaire dans la Karakorum de l'Ouest // Bull. periglac. 1962. № 11. P. 103—110.
25. *Cilek V., jun., Kalvoda J.* Weathering rinds of the Karakorum crystalline rocks // Cas. Min. Geol. 1983. V. 28. № 2. P. 127—137.
26. *Seeber L., Gornitz V.* River profiles along the Himalayan arc as indication of active tectonics // Tectonophysics. 1983. № 92. P. 335—367.
27. *Ding Guoy.* Quaternary faulting in China / Ed. Liu Tung Sheng, Quaternary Geology and Environment of China. Beijing, 1984. P. 125—128.
28. *Molnar P., Tapponier P.* Active tectonics of Tibet // J. Geophys. Res. 1978. V. 83. P. 5361—5376.
29. *Teng Ji Wen, Liu Ban Zuo.* Earthquake activity and tectonics of the Himalaya and its surrounding regions // Ed. K. J. Miller. The Internat. Karakorum. Project. V. 1. Cambridge, 1984. P. 221—235.
30. *Khurshid A., Yielding G., Ahmad S. et al.* The seismicity of northernmost Pakistan // Tectonophysics. 1984. № 109. P. 209—226.
31. *Kalvoda J., Leonov Ju. G., Nikonov A. A.* Main features of the neotectonic evolution of the Pamir s-Thyan-Shan and Karakorum-Himalayas mountain ranges // Acta Montana. 1987. V. 77. P. 65—84.

Институт геологии
и геотехники АН ЧСФР

Поступила в редакцию
8.II.1990

MORPHOTECTONICS OF THE WESTERN KARAKORUM RANGE

JAN KALVODA

Summary

On the basis of his prolonged field works and ample literature the author discusses Pre-Quaternary and Quaternary evolution of the relief and main tectonic structures within the region, which is almost unknown to the Soviet reader. Geomorphological evidences are given for the planation surfaces having been formed at high levels and age of the surfaces is speculated; a sequence of upwarping and thrust-sheet structures formation is established, as well as alternation of tectonic activity and relative quiescence; rate and amplitudes of vertical and horizontal displacements are determined. Main topographic characteristics and stages of evolution of the region are compared with those of adjacent regions (the Himalaya, Pamir and Tibet).

УДК 551.432.1(-924.85)

Л. М. КИТАЕВ

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННАЯ СТРУКТУРА ПОВЕРХНОСТНОГО СТОКА И СВЯЗАННЫХ С НИМ ПРОЦЕССОВ ЭРОЗИИ И АККУМУЛЯЦИИ В ГИДРОЛОГИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЛЕСОСТЕПИ

Сложная внутренняя пространственно-временная изменчивость параметров ландшафтов определяет неоднородность функционирования гидрологических процессов, а также смыва и аккумуляции почвы. Это наиболее ярко как в качественном, так и количественном отношениях проявляется на пути от склона к руслу рек в пределах зоны начальной стадии их формирования и развития. В связи с этим традиционный путь, основывающийся на использовании объектов исследования только на плакорных участках и приводораздельных склонах (в верхнем звене начальной стадии гидрологического процесса), не позволяет достаточно корректно описать характер пространственной изменчивости поверхностного склонового и руслового стока, а также склоновой и русловой эрозии [1]. Следовательно, в основу исследований должен быть положен метод, предусматривающий возможность изучения сочетания склоновых и русловых процессов не по автономным морфологическим единицам бассейна, а в цепочке различных по геоморфологическим признакам территорий, связанных общностью происхождения и наличием горизонтальных сквозных потоков воды и смытого материала. Применение такого метода позволяет выявлять и учитывать разнородные по своему воздействию «активные» зоны гидрологической сети, способствующие или активизации стока и процессов эрозии, или его снижению и соответственно интенсивному пополнению грунтовых вод, что сопровождается интенсивной аккумуляцией смытой почвы.

Таким образом, актуальным вопросом гидрологических исследований становится изучение механизма формирования и трансформации поверхностного стока и связанных с ним процессов эрозии и аккумуляции в пределах смежных ландшафтных комплексов гидрологических систем.

Основываясь на принципах ландшафтного подхода в экспериментальной гидрологии [2] и, следовательно, необходимости учета типа и степени антропогенной нагрузки на подстилающую поверхность ландшафтных комплексов, объектами исследования были выбраны сельскохозяйственные территории Курской области (экспериментальный водосбор «Панинский» и городские территории Курска (экспериментальный водосбор «Луговой»). Первые являются наи-