

УДК 551.244.6(235.216)

## МИНКУШ-КЁКЁМЕРЕНСКАЯ ЗОНА НОВЕЙШЕЙ ТРАНСПРЕССИИ В ЦЕНТРАЛЬНОМ ТЯНЬ-ШАНЕ

© 2008 г. Д. М. Бачманов<sup>1</sup>, В. Г. Трифионов<sup>1</sup>, А. В. Миколайчук<sup>2</sup>,  
Ф. А. Вишняков<sup>1</sup>, А. А. Зарщиков<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт РАН, 119017, Москва, Пыжевский пер., 7

<sup>2</sup>Центрально-азиатский институт прикладных исследований Земли, 720027, Бишкек, ул. Тимура Фрунзе, 73/2

<sup>3</sup>Геологический факультет Московского государственного университета им. М.В. Ломоносова,  
119991, Москва, Воробьевы горы

Поступила в редакцию 08.12.2006 г.

Минкуш-Кёкёмеренская зона Центрального Тянь-Шаня является транспрессивной структурой – ограниченной разломами продольной линейной новейшей депрессией, в которой проявления поперечного укорочения (интенсивная складчатость, взбросовые или надвиговые смещения по продольным разломам) сочетаются с левосдвиговыми смещениями по тем же разломам, причем левосдвиговая компонента соизмерима со взбросо-надвиговой или превосходит ее. Сложная структура зоны наиболее интенсивно развивалась с конца плиоцена и особенно в плейстоцене, но заложились еще в начале новейшего этапа. Об этом свидетельствует конгломератовая толща олигоцена – нижнего миоцена, сформированная в пределах зоны за счет разрушения активизированных герцинских надвигов и покровов южного крыла зоны. Конгломераты заполнили узкую рамповую долину, образование которой перед фронтом этих надвигов, вероятно, обусловлено сдвиговой компонентой перемещений по ограничивающим долину надвигам и взбросам. В Центральном Тянь-Шане выделены другие сходные транспрессивные линейные зоны – Тессык-Сарыбулакская, Узунбулак-Ойкаинская, Каракольская и Чон-Кеминская (Кемин-Чиликская).

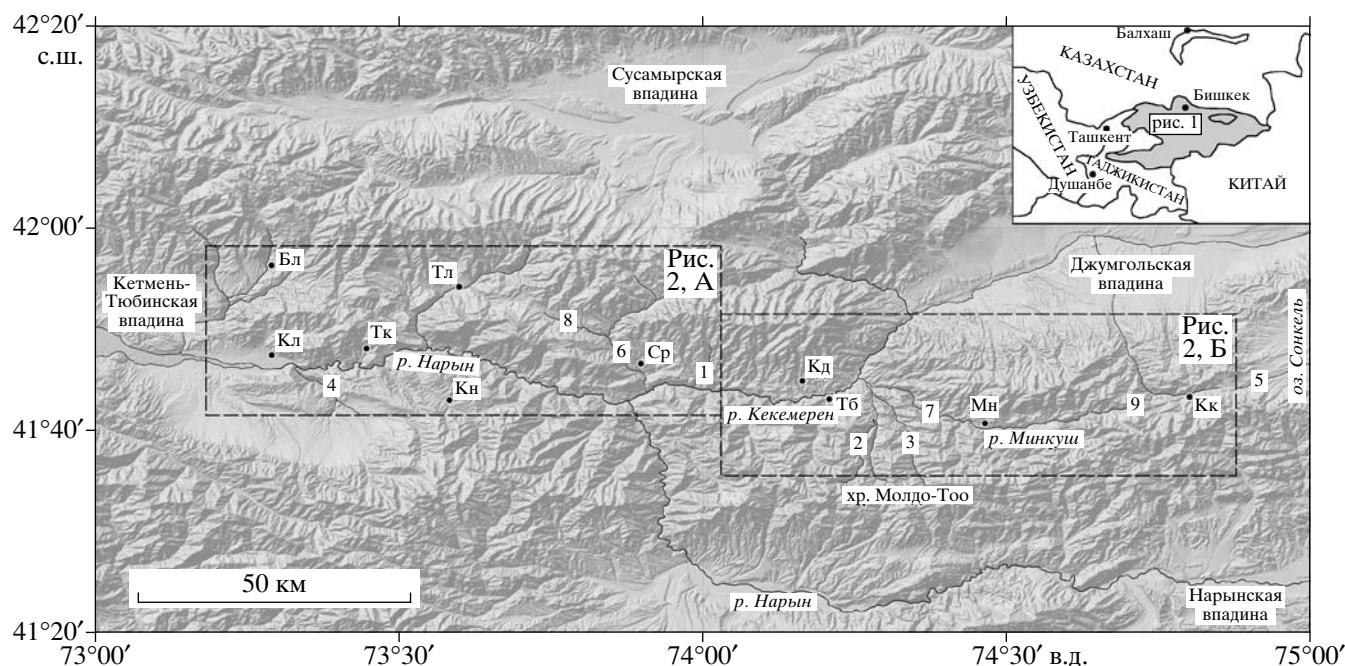
### ВВЕДЕНИЕ

Большинство исследователей неотектоники Центрального Тянь-Шаня [3, 26, 27 и др.] рассматривали ее важнейшие продольные структурные элементы – антиклинали горных хребтов и синклинали межгорных впадин, ограниченные и осложненные взбросами и надвигами, как результат поперечного горизонтального сжатия. Однако Л.М. Расцветаев [19], В.И. Макаров [14] и М.Л. Копп [9], признавая ведущую роль этих структур поперечного укорочения, но основываясь на их кулисном расположении, предположили наличие вдоль Центрального Тянь-Шаня левосдвиговой компоненты перемещений. Рядом исследователей [15, 17] было показано, что в новейшем развитии продольных структур Северного Тянь-Шаня важное значение имели не только деформации поперечного сжатия, выраженные складками и взбросо-надвиговыми смещениями по разломам, но и сдвиги, происходившие по разломам, простиравшимся как диагонально к складчатым структурам, так иногда и вдоль них. Сдвиги обуславливали, наряду с поперечным сокращением, продольное удлинение структур. Продольные сдвиги были определены как левые, и амплитуды новейших смещений по некоторым из них оценены в первые километры [4, 15]. Было обосновано наличие левосдвиговой компоненты смещений у целого ряда продольных активных разломов и оце-

нен их вклад в позднечетвертичную деформацию горного сооружения [1, 22, 23].

Цель предлагаемой статьи, материалы для которой собраны в ходе полевых работ авторов в 2004–2006 гг., – показать на примере Минкуш-Кёкёмеренской зоны, что в Центральном Тянь-Шане существует характерный класс структур: сложно дислоцированных узких продольных депрессий, в которых левосдвиговая компонента новейших перемещений соизмерима с поперечным укорочением или превосходит его. Подобный структурный парагенез отвечает термину “транспрессия”, введенному У. Харландом [28]. Именно в таком понимании этот термин используется в данной статье.

Позднее тот же термин стал применяться для обозначения структурных парагенезисов горизонтального сжатия, в которых поперечные к сжатию структуры укорочения, имеющие вертикальную компоненту смещений (надвиги, взбросы, сжатые складки), сочетаются с правыми и левыми сдвигами [29], ориентированными диагонально к структурам сжатия, но иногда и параллельно им. Перемещения по сдвигам также приводят к укорочению в направлении сжатия, но, кроме того, к горизонтальному удлинению в поперечном направлении. Во втором понимании термина весь новейший Тянь-Шань можно рассматривать как область транспрессии. Разновид-



**Рис. 1.** Тоновая гипсометрическая карта Минкуш-Кёкёмеренской зоны и ее обрамления на основе цифрового рельефа SRTM (3'') с контурами рис. 2, А, Б

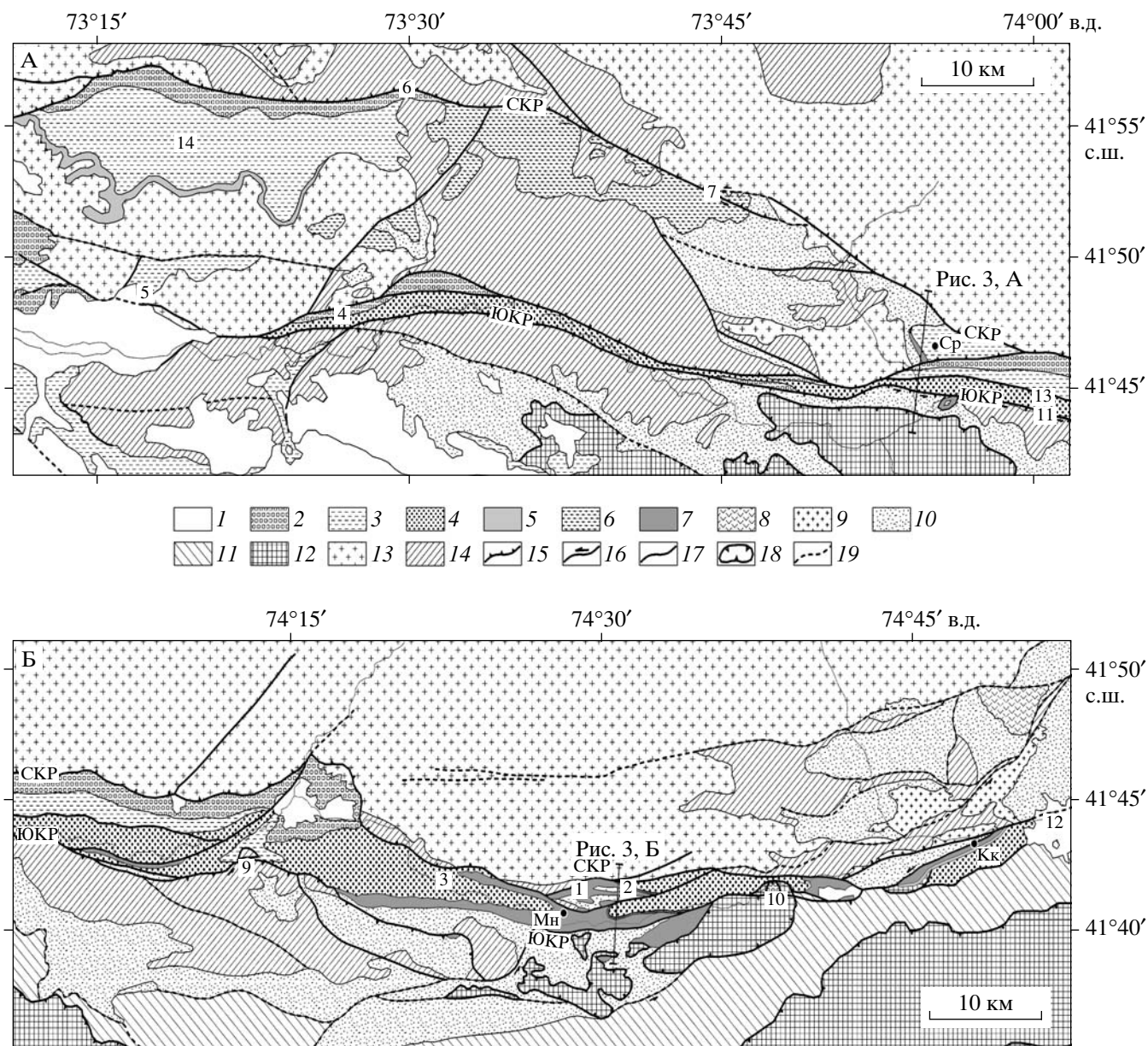
Селения: Бл – Бельалды, Кд – Кичик-Джоташ, Кк – Каракече, Кл – Кызылджазы, Кн – Каинды, Мн – Минкуш, Ср – Сарыкамыш, Тб – Табылгаты, Тк – Темиркент, Тл – Толук. Цифры на карте: реки: 1 – Акбалтырган, 2 – Акколь (Кенсай), 3 – Дунгурме, 4 – Камбарата, 5 – Каракече-восточная, 6 – Ковюксу, 7 – Минкуш, 8 – Терджайляк; 9 – пер. Донгуз

ностью трансpressивных структур, входящих в подобный парагенез, являются выделенные в Южном Тянь-Шане западнее Таласо-Ферганского разлома узкие синформные шовные зоны объемной деформации, в структуре которых, наряду с надвигами, сжатými складками и пакетами тектонических чешуй, присутствуют продольные зоны сдвиговых деформаций (shear zones) с проявлениями как правого, так и левого сдвига [12, 18]. В этом Тянь-Шань не уникален, поскольку сходные структурные парагенезы с участием сдвигов присущи большинству новейших коллизионных орогенов, например, Алтаю, Памиру, Тибету, орогенам Ирана, Кавказа. В данной статье второе понимание трансpressии не используется.

Минкуш-Кёкёмеренская зона примерно совпадает с “линией Николаева”, протягиваясь от оз. Сонкёль на запад на 160 км, где смыкается с Кетмень-Тюбинской впадиной (рис. 1, 2). Строение Минкуш-Кёкёмеренской зоны было подробно охарактеризовано на Геологических картах СССР масштаба 1 : 200000 К-43-XX, XXI [6, 7] и в публикациях И.С. Садыбакасова [20, 21]. В них показано, что эта зона представляет собой узкий рамп (шириной до 5 км на востоке и до 15 км на западе), ограниченный Северо-Кавакским и Южно-Кавакским надвиго-взбросами, перемятый и нарушенный продольными разломами.

В составе новейших отложений рамп в названных работах были выделены: маломощная (до 40 м) коктурпакская свита  $E_{1-2}$ , в которой обнаружен покров оливинового базальта; преимущественно конгломератовая толща мощностью до 2 км, местами фациально замещающаяся более тонкообломочными отложениями; а также плейстоценовые отложения аллювиального и пролювиального типа. Было отмечено, что конгломератовая толща имеет наиболее грубый состав в районе с. Минкуш. Западнее устья р. Минкуш в составе этой толщи появляются и начинают играть все большую роль прослои песчаников, алевролитов, глин, реже алевролитистых мергелей и известняков. Подобные изменения происходят и в восточном направлении, в ур. Каракече и далее, к оз. Сонкёль, где мощность этой толщи сокращается до первых сотен метров. На Геологической карте 1 : 200000 конгломератовая толща датирована плиоценом на основе неубедительного сопоставления с разрезами соседних новейших впадин. Вместе с тем, в глинах этой толщи отмечены находки остракод *Cyprideis torasa littoralis* (Brady), в изобилии обнаруженных в неогеновых отложениях Джумгольской впадины.

И.С. Садыбакасов датировал конгломератовую толщу более широко – палеогеном-неогеном и отметил изменение ее окраски вверх по разрезу от красноцветной до сероцветной. На северном



**Рис. 2.** Схематическая геологическая карта Минкуш-Кёкёмеренской зоны и ее обрамления со снятым чехлом верхне-четвертичных отложений: А – западная часть карты, Б – восточная часть карты

1 – нижний-средний плейстоцен ( $Q_{1-2}$ ), аллювиальные и пролювиальные отложения; 2 – конец плиоцена – эоплейстоцен ( $N_2^3 - Q_E$ ), шарпылдакская свита; 3 – неоген ( $N_{1-2}$ ), пестроцветная толща, вероятный аналог нарынской свиты; 4 – олигоцен – нижний миоцен ( $E_3 - N_1^1$ ), минкушская конгломератовая толща, вероятный аналог киргизской свиты; 5 – палеоцен–эоцен ( $E_{1-2}$ ), коктурпакская свита, на северо-западе региона коктурпакская и маломощная киргизская свиты, нерасчлененные ( $E - N_1^1$ ); 6 – палеоген-неогеновые отложения, нерасчлененные; 7 – нижнеюрские отложения ( $J_1$ ); 8 – пермская (?) вулканогенная белетукская свита ( $P?$ ); 9 – позднепалеозойские гранитоиды; 10–12 – формационные зоны ниже-среднекаменноугольных отложений: 10 – зона Северного Тянь-Шаня ( $C_n$ ), 11 – переходная зона ( $C_m$ ), 12 – зона Срединного Тянь-Шаня ( $C_s$ ); 13 – неопротерозойские и нижнепалеозойские гранитоиды ( $\gamma O_3$ ); 14 – раннепалеозойские вулканогенно-осадочные толщи ( $Sn - O_3$ ); 15–17 – разломы, активизированные или возникшие в неотектонический этап ( $E_3 - Q$ ): 15 – надвиги и взбросы, 16 – сдвиги, 17 – разломы с неустановленным типом смещений; 18 – позднепалеозойские тектонические покровы; 19 – прочие позднепалеозойские разломы. Населенные пункты: Кк – Каракече, Мн – Минкуш, Ср – Сарыкамьш. Разломы: ЮКР – Южно-Кавакский, СКР – Северо-Кавакский. Цифры на карте объяснены в тексте

**Таблица 1.** К-Аг определения возраста изверженных пород из Минкуш-Кёкёмеренской зоны Центрального Тянь-Шаня (ИГЕМ РАН)

| № лаб. пробы | Источник материала     | Материал     | Калий, % $\pm \sigma$ | 40Аг <sub>рад</sub> , нг/г $\pm \sigma$ | 40Аг <sub>возд</sub> , % | Возраст, млн. лет $\pm 2\sigma$ |
|--------------|------------------------|--------------|-----------------------|-----------------------------------------|--------------------------|---------------------------------|
| 13865        | Коктурпакская свита    | Базальт, вал | 1.42 $\pm$ 0.02       | 6.87 $\pm$ 0.07                         | 24.7                     | 68.4 $\pm$ 2.3                  |
| 13866        | Палеозойский фундамент | Диорит, вал  | 1.80 $\pm$ 0.02       | 61.3 $\pm$ 0.6                          | 5.3                      | 434 $\pm$ 15                    |

борту Минкуш-Кёкёмеренской зоны он выделил из состава конгломератовой толщи ее верхнюю часть – пролювиальную толщу конгломератобрекчий и гравелитов мощностью до нескольких сотен метров, параллелизовав ее с шарпылдакской свитой конца плиоцена–эоплейстоцена ( $N_2^3$ – $Q_E$ ). И.С. Садыбакасов указал также на преобладание в нижней части конгломератовой толщи гальки известняков нижнего карбона Срединного Тянь-Шаня, тогда как выделенные им шарпылдакские отложения состоят исключительно из обломков гранитоидов Северного Тянь-Шаня.

### СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ И КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Мезозойско-кайнозойские разрезы центральной и восточной частей Минкуш-Кёкёмеренской зоны начинаются с пресноводных юрских отложений. Они залегают на красноцветах нижнего карбона без видимого углового несогласия, местами со слабым азимутальным несогласием. Более значительное структурное несогласие зафиксировано в ядре самой северной антиклинали минкушского участка зоны. Там юра перекрывает непосредственно интрузию диоритов позднеордовикского возраста, тогда как рядом залегают на нижнекаменноугольных красноцветах дунгуринской свиты.

Юра представлена кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями гравелитов, углистых сланцев и промышленными пластами каменного угля, разрабатываемого в карьерах Минкуша и Каракече. На западном склоне главного карьера Минкуша (см. 1 на рис. 2, Б) в составе толщи выделяются “гарелики” – плотные обожженные пестроокрашенные алевролиты и глины, возникшие при самовоспламенении углей и содержащие отпечатки листьев гинкговых (*Ginkgo sp.*, *Sphenobaiera sp.*, *Pseudotorellia sp.*?), предположительно чекановские (*Phoenicopsis sp.*?), хвойных (*Podozamites sp.*, *Pityophyllum ex gr. angustifolium* (Nathorst) Moeller, *P. ex gr. nordenskioldii* (Heer) Nathorst), а также *Desmiophyllum sp.* и папортника *Sphenopteris*. По мнению М.П. Долуденко и Е.И. Костиной, выполнивших эти определения в ГИН РАН, преобладание гинкговых и хвойных *Pityophyllum* указывает на юрский возраст фло-

ры, который с долей условности можно считать раннеюрским, хотя некоторые из определенных растений встречаются и в отложениях средней юры.

Суммарная мощность юры достигает в долине р. Минкуш 600–680 м. У северного края Минкуш-Кёкёмеренской зоны мощность сокращается до 350 м, и разрез юры становится грубее. В западном направлении (с. Сарыкамыш) мощность юры сокращена до 100 м за счет не только последующего размыва, но и выпадения нижних частей разреза [20]. Все это указывает на существование в раннеюрское время структурного рельефа. При том, что юрские отложения, бесспорно, покрывали площадь, превосходившую области их современного распространения, восточная часть зоны (районы Минкуша и Каракече) и в ту эпоху была областью наибольшего прогибания.

Юрские отложения без видимого несогласия местами перекрыты коктурпакской свитой мощностью до 40 м – песчаниками и мусорными глинами с прослоями песчанистого известняка, мергеля и пластом оливинового базальта в нижней части (см. 2 на рис. 2, Б). И.В. Чернышёв и В.А. Лебедев в ИГЕМ РАН определили К-Аг возраст базальта в 68.4  $\pm$  2.3 млн. лет (табл. 1). Это первое прямое доказательство кайнозойского вулканизма в срединной части Центрального Тянь-Шаня. Прежде изотопные определения возраста базальтов делались лишь на севере и юге горного сооружения (в Иссык-Кульской, Чуйской и Аксайской впадинах). Опираясь на возраст базальта и находки эоценовой фауны в коктурпакской свите других районов Центрального Тянь-Шаня, мы датировали ее палеоценом–эоценом ( $E_{1-2}$ ), хотя существует мнение, что нижняя граница данного подразделения опускается до позднего мела (Mikolaichuk A.V., Simonov V.A., 2006)<sup>1</sup>.

Что касается послекоктурпакских кайнозойских отложений Минкуш-Кёкёмеренской зоны, полученные нами данные существенно уточняют прежние представления об их стратиграфии. Оказалось, что тонкообломочные преимущественно

<sup>1</sup> Миколайчук А.В., Симонов В.А., Травин А.В., Собел Е.Р. Особенности мезо-кайнозойского плюмового магматизма Центрального Тянь-Шаня // Геодинамика и геоэкология высокогорных регионов в XXI веке, вып. 1. Международ. научно-исслед. центр-геодинамич. полигон в г. Бишкеке. Научная станция РАН, М.-Бишкек, 2006, с. 50–57.

**Таблица 2.** Кайнозойские отложения Минкуш-Кёкёмеренской зоны Центрального Тянь-Шаня

| Подразделения, выделенные в [6, 7, 20, 21]                                                                                                                                                            | Подразделения, выделенные в данной статье                                                                                                                                                                                                                                                  |                                                                                                                                                                            |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Аллювиальные и пролювиальные отложения (Q)                                                                                                                                                            | Аллювиальные и пролювиальные отложения (Q)                                                                                                                                                                                                                                                 |                                                                                                                                                                            |
| Пролувиальная толща конгломерато-брекчий и гравелитов, состоящая из обломков гранитоидов (Северного Тянь-Шаня), <i>шарпылдакская</i> свита ( $N_2^3 - Q_E$ )                                          | Конгломерато-брекчии и гравелиты, состоящие из обломков гранитоидов (Северного Тянь-Шаня), <i>шарпылдакская</i> свита ( $N_2^3 - Q_E$ ), северные фации Минкуш-Кёкёмеренской зоны                                                                                                          | Конгломераты и грубые песчаники, содержащие обломки гранитоидов (Северного Тянь-Шаня), <i>шарпылдакская</i> свита ( $N_2^3 - Q_E$ ), южные фации Минкуш-Кёкёмеренской зоны |
| Преимущественно конгломератовая толща, состоящая из обломков известняков (Срединного Тянь-Шаня), местами фациально замещающаяся более тонкообломочными отложениями ( $N_2$ [6, 7] или $E-N$ [20, 21]) | “Пестроцветная толща”, тонкообломочная толща, в низах бурая, в верхах палевая, аналог <i>нарынской</i> свиты ( $N_{1-2}$ )<br>“Минкушские конгломераты”, грубообломочная толща, состоящая из обломков известняков (Срединного Тянь-Шаня), аналог <i>киргизской</i> свиты ( $E_3 - N_1^1$ ) |                                                                                                                                                                            |
| Песчаники и мусорные глины с прослоем базальтов, <i>коктурпакская</i> свита ( $E_{1-2}$ )                                                                                                             | Песчаники и мусорные глины с прослоем базальтов, <i>коктурпакская</i> свита ( $E_{1-2}$ )                                                                                                                                                                                                  |                                                                                                                                                                            |

пестроцветные отложения, прежде включавшиеся в состав конгломератовой толщи, не столько замещают фациально, сколько перекрывают ее. Таким образом, выделяемая прежде предшарпылдакская палеоген-неогеновая толща должна быть расчленена на две части: нижнюю грубообломочную (далее в тексте “минкушские конгломераты”) и верхнюю тонкообломочную (далее “пестроцветная толща”), (табл. 2).

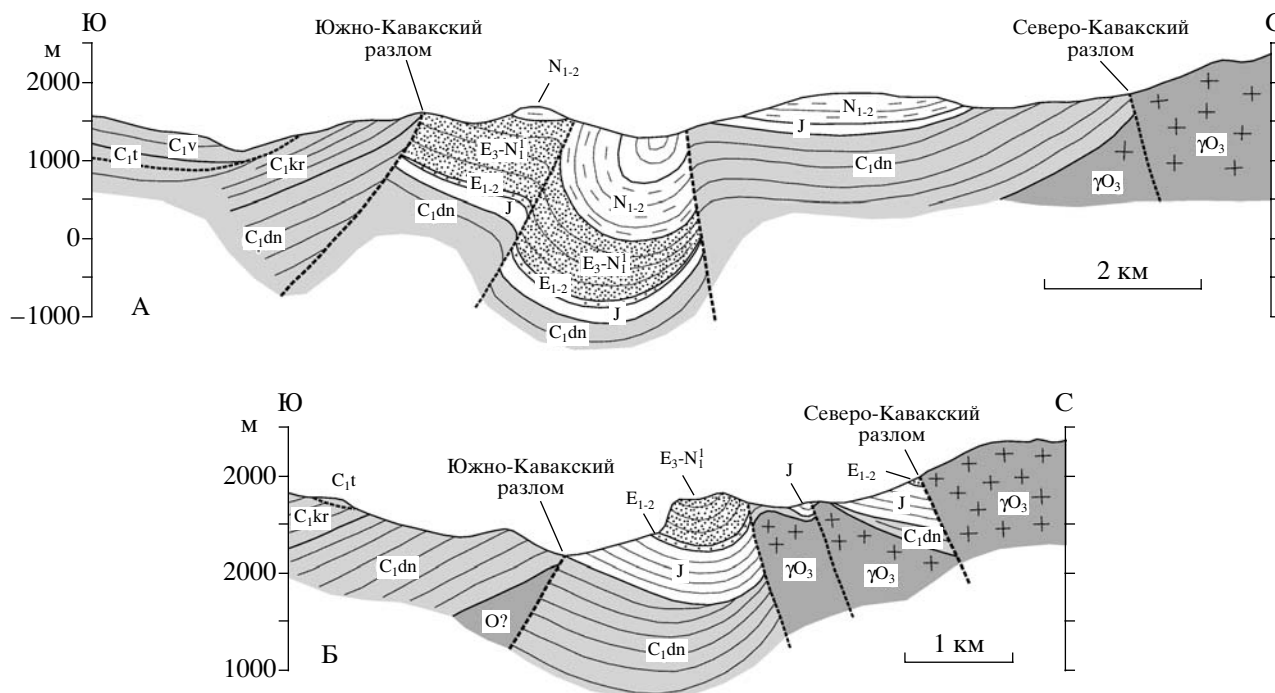
Минкушские конгломераты протягиваются от верховий р. Каракече-восточной на запад вдоль долин рек Минкуш, Кёкёмерен и затем Нарын почти до устья р. Камбараты, обнажаясь в пределах полосы длиной свыше 125 км и шириной до 3–4 км, а возле устья р. Минкуш до 6 км. Эта полоса прерывается лишь на перевале между долинами рек Каракече и Минкуш, а также возле с. Минкуш. В первом случае это связано с позднейшим тектоническим смыканием бортов Минкуш-Кёкёмеренского рампа, а во втором – с воздыманием его днища в ходе позднейших деформаций. Однако первичная непрерывность области накопления толщи минкушских конгломератов несомненна.

В данной толще чередуются линзовидные прослои конгломератов от мелкогалечных до валуно-глыбовых (обломки до 0.3 м, редко до одного метра в поперечнике). Гальки в той или иной мере окатаны. Наиболее грубый состав, плохую сортировку и высокое содержание плохо окатанных обломков эти конгломераты имеют в долинах рек Минкуш и Каракече. Прослои гравелитов, песчаников и алевролитов там крайне редки и маломощны, составляя в целом не более первых процентов объема толщи. К западу количество и мощность тонкообломочных прослоев нараста-

ют (например, юго-западнее с. Сарыкамыш), но они нигде не становятся ведущими. Мощности описанных нами разрезов минкушских конгломератов не превышают 1 км (~800 м юго-западнее с. Сарыкамыш, ~600 м на правобережье р. Минкуш западнее одноименного поселка и 650–700 м южнее с. Каракече, причем в первом разрезе не вскрыта подошва толщи, а в двух последних не сохранилась ее кровля). По данным И.С. Садыбакова [20], в верховьях р. Минкуш мощность достигает 1.5 км. Палеомагнитное обследование разреза минкушских конгломератов на правобережье р. Минкуш западнее с. Минкуш (см. 3 на рис. 2, Б), выполненное Г.З. Гурарием и Н.Я. Дворовой по собранным нами образцам, показало, что нижняя часть разреза имеет нормальную, а верхняя часть – обратную остаточную намагниченность.

В составе минкушских конгломератов повсеместно преобладает галька нижекаменноугольных известняков Срединного Тянь-Шаня. Оценка состава гальки, выполненная нами в долине р. Минкуш (см. 3 на рис. 2, Б), показала, что на 55% она состоит из обломков известняков (нижнего карбона), на 36% – из красноцветных песчаников и алевролитов (верхнего ордовика или нижнего карбона) и на 9% – из кварца и окварцованных пород. Таким образом, подтверждается мнение прежних исследователей, что в составе гальки присутствуют лишь породы, слагающие южный борт Минкуш-Кёкёмеренской зоны, и отсутствуют гранитоиды Северного Тянь-Шаня, слагающие большую часть ее северного борта.

В долинах рек Каракече и Минкуш эти конгломераты без видимого несогласия перекрывают или коктурпакскую свиту, или юрские отло-



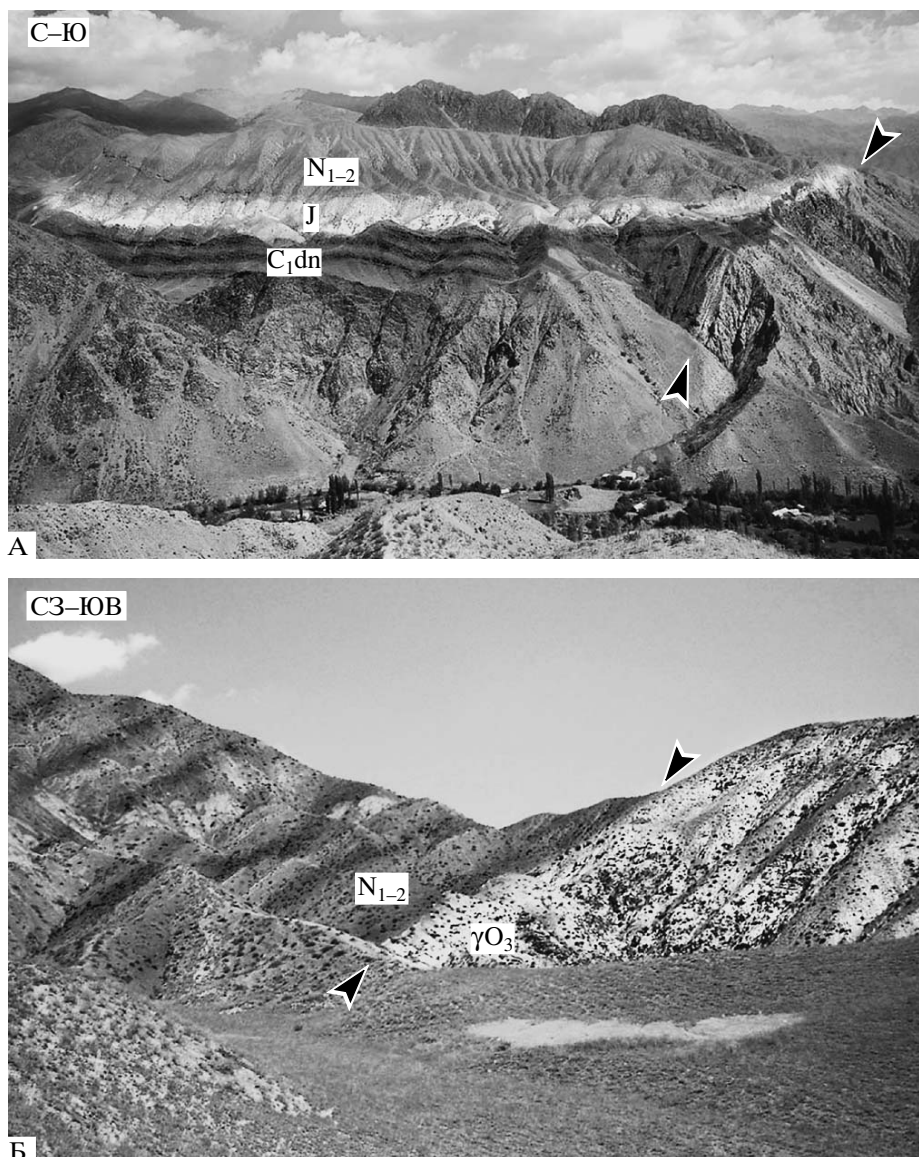
**Рис. 3.** Геологические разрезы через Минкуш-Кёкёмеренскую зону: А – в районе с. Сарыкамыш, Б – восточнее с. Минкуш. Индексы кайнозойских толщ те же, что в подписи к рис. 2

жения. На правобережье р. Ковюксу юго-западнее с. Сарыкамыш минкушские конгломераты согласно сменяются сверху пестроцветной толщей, представленной переслаиванием песчаников, алевролитов и глин с прослоями гипсов, мергелей, гравелитов, реже конгломератов (рис. 3, А). Мощность последней достигает 500–700 м. Такие же соотношения минкушских конгломератов и пестроцветной толщи выявлены в долине р. Табылгаты (южный берег р. Кёкёмерена) и верховьях р. Каракече-восточной.

В районе с. Сарыкамыш и верховьях р. Каракече-восточной в нижней части пестроцветной толщи выделяется пачка мощностью 100–200 м бурых загипсованных глин с гипсовыми прослоями в 10–20 см. Юго-западнее с. Сарыкамыш в самых низах пачки обнаружено несколько прослоев конгломератов, сходных с минкушскими. Но в 1.5 км севернее этого обнажения минкушские конгломераты выпадают из разреза и те же бурые глины и наращивающие их горизонты пестроцветной толщи залегают на юре (рис. 4, А), а еще севернее, где юра выклинивается, на красноцветах (нижнего карбона). Важно отметить, что между всеми перечисленными элементами разреза угловое несогласие отсутствует и фиксируется лишь слабое азимутальное несогласие.

Западнее с. Сарыкамыш выделяются два типа разрезов Минкуш-Кёкёмеренской зоны, занимающих различную структурную позицию. В южной ветви этой зоны минкушские конгломераты

присутствуют в составе разреза и их выходы протягиваются узкой полосой вдоль южного края впадины. Судя по геологической карте, эта полоса следует по правобережью р. Кёкёмерен и далее вдоль долины р. Нарын на 40 км до района с. Темиркент (см. 4 на рис. 2, А). Там эти отложения представлены, по устному сообщению А.Л. Строма, такими же, как на востоке, конгломератами с прослоями песчаников. В северной ветви зоны, отделенной от южной выходами палеозоя, минкушские конгломераты не обнаружены. В большинстве обнажений кайнозой начинается пестроцветной толщей мощностью в первые сотни метров. В соседней Кетмень-Тюбинской впадине ее мощность достигает 1 км, а верхняя часть толщи становится однородно палеовой. Показателен разрез в 2 км севернее с. Кызылджазы, расположенный на стыке Минкуш-Кёкёмеренской зоны с Кетмень-Тюбинской впадиной (см. 5 на рис. 2, А), где нижняя бурая глинистая часть пестроцветной толщи (в основании, возможно, сопоставимая по возрасту с киргизской свитой) залегает на выработанной по верхнеордовикским гранитам рыхлой дресвяной коре выветривания мощностью до первых десятков метров (см. рис. 4, Б). Местами, например вблизи сел Бельалды и Толук, в основании кайнозоя, возможно, присутствует очень маломощная коктурпакская свита, признаками которой являются характерные гравийные включения в тонкообломочном материале и известковые стяжения, а на склоне долины р. Бельалды наблюда-



**Рис. 4.** Залегание неогеновой толщи  $N_{1-2}$  в северо-западной части Минкуш-Кёкёмеренской зоны: А – на юрских отложениях, которые без видимого несогласия перекрывают нижнекаменноугольные красноцветы, район с. Сарыкамыш; Б – на коре выветривания позднеордовикских гранитов, северо-западнее с. Кызылджазы (см. 5 на рис. 2, А)

лись красноцветные песчано-гравийные отложения с глинистым матриксом (несколько десятков метров), сходные с киргизской свитой соседних впадин.

На севере Минкуш-Кёкёмеренской зоны (районы сел Бельалды, Сарыкамыш, Кичик-Джоташ) на пестроцветной толще без видимого несогласия залегает толща аркозовых и полимиктовых гравелитов, грубозернистых песчаников и конгломерато-брекчий. Преобладает гравийный материал, но присутствуют обломки до крупногалечной и даже валунной размерности. Общие особенности толщ – плохая окатанность обломков и преобладание в них гранитоидов Северного Тянь-Шаня,

указывающее на снос обломочного материала с севера. Оценка состава гальки, выполненная нами в долине р. Зындин (см. 6 на рис. 2, А), показала, что на 56% она представлена раннепалеозойскими гранитоидами, на 20% – окремнелыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами  $O_2$ , на 13% – базальтами и андезито-базальтами, на 2% – окремнелой кислой лавой и на 9% – жильным кварцем. В породах гравийной и грубопесчаной размерности доля гранитного материала возрастает, и они состоят в основном из гранитной дресвы. И.С. Садыбакасов [20] отождествил эту толщу гравелитов и конгломерато-брекчий с шарпылдакской свитой верхов плиоцена и эоп-

лейстоцена ( $N_2^3-Q_E$ ). На это указывают как ее состав, так и положение в разрезе.

Местами эта толща перекрыта галечниками, лёссовидными суглинками и супесями нижнего и среднего плейстоцена. Последние с большим или меньшим угловым несогласием залегают на кайнозойских толщах разного возраста или породах палеозойского фундамента, слагая палеодолины в северной части Минкуш-Кёкёмеренской зоны и редкие останцы высоких террас р. Кёкёмерен. В долине Кёкёмерена и его крупных притоков выделяются также низкие террасы позднего плейстоцена и, возможно, голоцена, чехол которых по составу близок к ниже-среднеплейстоценовым отложениям.

Характерная конгломерато-гравелитовая толща, залегающая на пестроцветной толще со слабым несогласием, выделена нами на южном краю Минкуш-Кёкёмеренской зоны в междуречье Табылгаты и Кенсай (Ак-Куля). При некотором внешнем сходстве с минкушскими, эти конгломераты отличаются от них худшей окатанностью, переслаиванием с песчаниками, составляющими заметную часть разреза, и, главное, присутствием в составе гальки, наряду с известняками и осадочными породами, значительного количества материала северотяньшаньских гранитоидов. По-видимому, эта толща является южным фациальным аналогом толщи аркозовых гравелитов и конгломерато-брекчий и также может быть отнесена к шарпылдакской свите. Восточнее, в долинах рек Кенсай и Дунгурме, эта толща, вероятно, залегают непосредственно на минкушской.

Отнесение к шарпылдакской свите толщи гравелитов, конгломератов и конгломерато-брекчий позволяет оценить стратиграфическое положение подстилающей ее тонкообломочной пестроцветной толщи. Для такой оценки, помимо подавляющего преобладания тонкообломочных пород, важно иметь в виду характерное трехчленное строение толщи: бурые глины внизу, чередование разноокрашенных слоев в средней части и преимущественно палевая окраска верхних горизонтов, наиболее полно представленных в Кетмень-Тюбинской впадине. Все эти признаки характерны для нарынкой свиты неогена, слагающей большую часть кайнозоя соседних Нарынской и Джумгольской впадин.

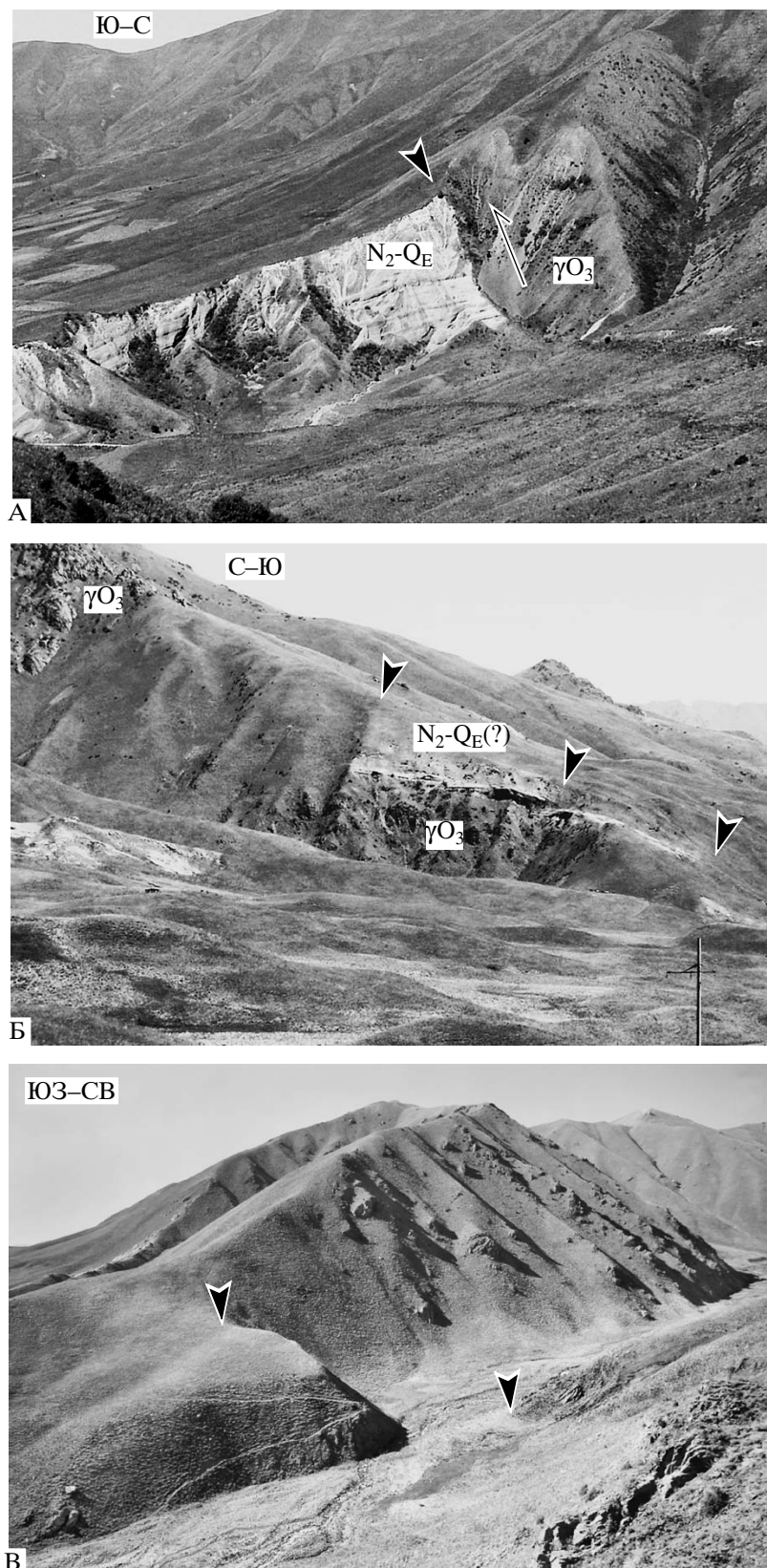
В свою очередь, проведение аналогии между пестроцветной толщей Минкуш-Кёкёмеренской зоны и нарынкой свитой позволяет подойти к оценке стратиграфического положения минкушских конгломератов. Поскольку они залегают выше коктурпакской и ниже аналогов нарынкой свит, мы сопоставляем минкушские конгломераты с киргизской свитой олигоцена – нижнего миоцена ( $E_3-N_1^1$ ).

## НОВЕЙШАЯ СТРУКТУРА

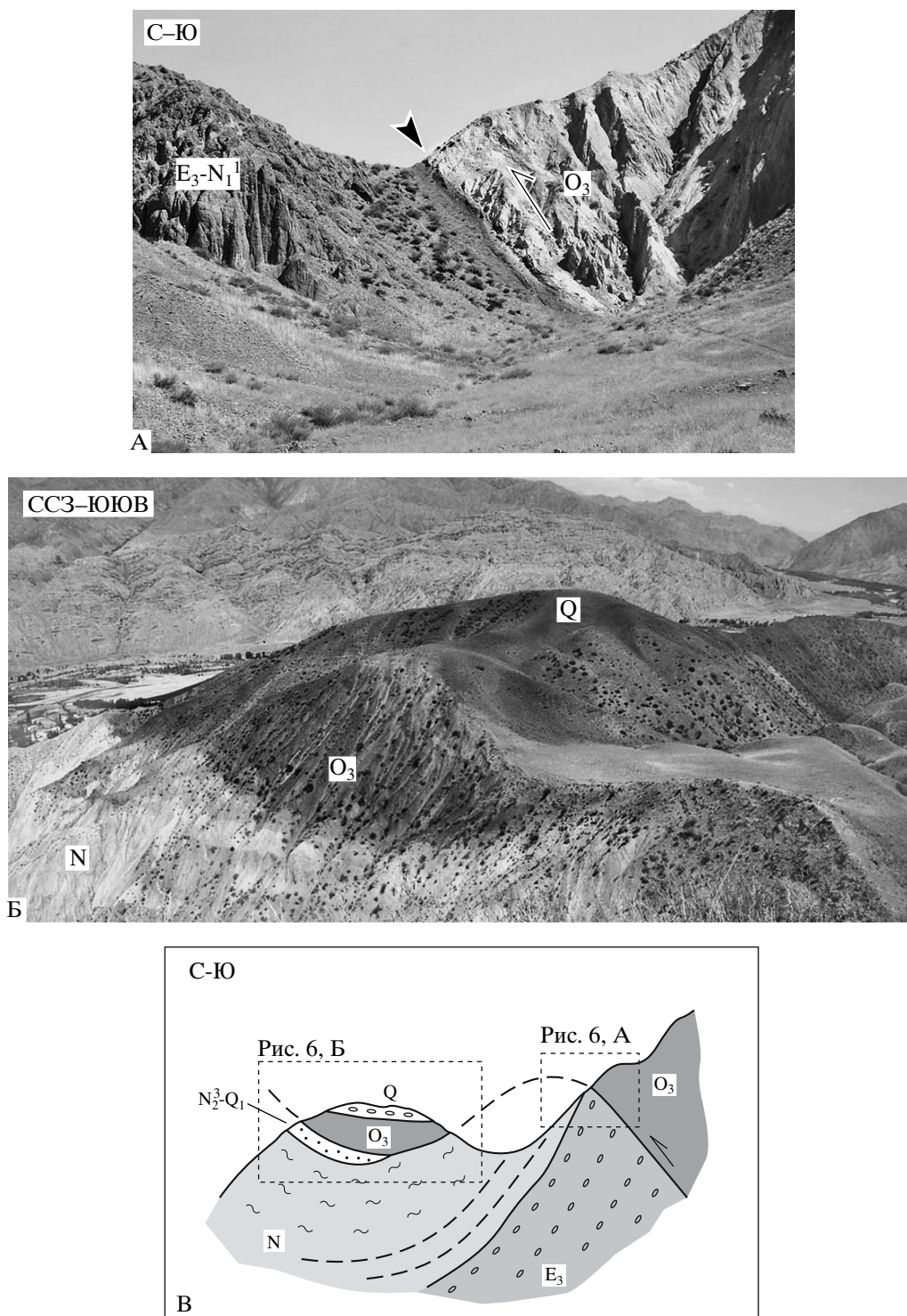
Минкуш-Кёкёмеренская зона ограничена с севера и юга новейшими разломами, которые прежние исследователи называли, соответственно, Северо-Кавакским и Южно-Кавакским. Оба разлома волнисты в плане и состоят из протяженных сегментов, надстраивающих друг друга.

У *Северо-Кавакского* разлома повсеместно поднято северное крыло. Плоскость разлома круто, до  $60-70^\circ$  в долине р. Зиндин (см. 6 на рис. 2, А) и северо-восточнее с. Минкуш, наклонена на север (рис. 5, А). В междуречье Толука и Терджайляка (см. 7 на рис. 2, А) зона Северо-Кавакского разлома состоит из трех нарушений, по которым граница каледонских гранитов с перекрывающими гравелитами и мелкогалечными конгломератами  $N_2^3-Q_E$  (?) ступенчато погружается к югу (см. рис. 5, Б). Вблизи этих нарушений кайнозойские слои и их подошва изогнуты. Общая амплитуда взбросовых вертикальных смещений и приразломных изгибов превосходит 100 м. По тем же нарушениям зафиксированы левые смещения речной долины (см. рис. 5, В). Они превосходят 30 м по северному нарушению, достигают  $\sim 30$  м по среднему и 30–40 м по южному. Таким образом, амплитуды четвертичных взбросовых и левосдвиговых смещений по зоне разлома соизмеримы. По южному нарушению зафиксированы также левые смещения до 10 м более молодых водотоков. Западнее (см. 6 на рис. 2, А) долина р. Зиндин также изогнута влево на пересечении с Северо-Кавакским разломом. Восточнее, в долине р. Каракече, между пермскими (?) порфиритами северного крыла разлома и юрской толщей вложена среднеплейстоценовая морена, в которой зафиксирован разрыв, наклоненный на север под углом  $50^\circ$ . Борозды на его плоскости наклонены на восток под углом  $25^\circ$ , что указывает на сочетание взброса с левым сдвигом.

По *Южно-Кавакскому* разлому повсеместно поднято южное крыло. Разлом наклонен на юг, обычно под углами  $40-60^\circ$  (рис. 6, А), хотя в долине р. Ковюксу юго-западнее с. Сарыкамыш разлом локально становится почти вертикальным и вдоль него тянутся тектонические линзы гипсов карачаулинской свиты серпуховского яруса карбона. На большом протяжении Южно-Кавакский разлом (как и Северо-Кавакский) служит границей современного распространения мезозойско-кайнозойских толщ Минкуш-Кёкёмеренской зоны. Но на минкушском участке ветви разлома отступают к югу на склоны хребта Молдоттоо, и в его северном крыле оказываются не только юра и кайнозой, но и подстилающие их дунгурминская (визейские красноцветы) и карачаулинская (серпуховский ярус) свиты.



**Рис. 5.** Северо-Кавказский разлом: А – взброс палеозоя на гравийно-конгломератовую толщу  $N_2^3-Q_E$  на правом, западном, берегу р. Зындин (см. 6 на рис. 2, А); Б – взбросовые смещения по трем ветвям разлома в междуречье Толука и Терджайляка (см. 7 на рис. 2, А); В – левый сдвиг долины по северной ветви разлома, там же



**Рис. 6.** Южно-Кавакский надвиг на правом (восточном) берегу р. Табылгаты (см. 9 на рис. 2, Б): А – надвиг ордовикских сланцев на конгломератовую толщу  $E-N_1^1$  и пестроцветную толщу  $N_{1-2}$ ; Б – тектонический покров ордовикских сланцев на пестроцветную толщу  $N_{1-2}$ , смятый вместе с ней в синформную складку; В – разрез надвига-покрова

Местами фронтальная часть Южно-Кавакского надвига существенно выполаживается. Так, на правобережье р. Табылгаты (см. 9 на рис. 2, Б)

фронтальная часть южного крыла надвига, сложенная ордовикскими сланцами, обособлена в виде небольшого (сотни метров) тектонического

покрова, залегающего на пестроцветной толще неогена, а в восточной части, вероятно, и на гравелито-конгломератовой толще  $N_2^3-Q_E$ . Вместе с этими отложениями покров опущен относительно фронта надвига и смят в синформную складку, хотя и несколько более пологую, чем подстилающие слои (см. рис. 6, Б, В).

Подобный, но более крупный покров (амплитудой до 1.2 км) описан в верховьях р. Минкуш [7, 20, 21] (см. 10 на рис. 2, Б). Он сложен турнейскими известняками, на поверхности которых сохранились конгломераты, вероятно, соответствующие толще  $N_2^3-Q_E$ . Они отличаются по облику от минкушских конгломератов  $E_3-N_1^1$ , подстилающих покров и образующих вместе с ним синформную складку. Если учесть амплитуду перекрытия юрских отложений самим Южно-Кавакским надвигом (до 4 км), то вместе с покровом амплитуда кайнозойского надвигания здесь превосходит 5 км. Останцом тектонического покрова, вероятно, являются и выходы брекчированных турнейских известняков на западе каракечинского участка Минкуш-Кёкёмеренской зоны. Они удалены на расстояние до 4 км к северу от фронта основного массива таких известняков, залегающих аллохтонно на хр. Молдоттоо.

Едва ли можно считать кайнозойскими все покровы и надвиги северного склона Молдоттоо. Герцинский возраст основной фазы покрово- и надвигообразования обоснован [16, 24, 25]. Но столь же очевидной представляется неотектоническая активизация этих структур, сформировавших зону Южно-Кавакского разлома, новейшее надвигание по которому превосходит 5 км.

По Южно-Кавакскому разлому зафиксированы левосдвиговые смещения. Так, долина р. Ковюксу на пересечении с разломом изогнута влево на 50 м, а если отнести к ней и высокую террасу на восточном борту ниже пересечения с разломом, то сдвиг может достигать ~200 м. Долина р. Табылгаты изогнута влево на ~250 м. Особенно интересны соотношения вертикальных и горизонтальных смещений на левобережье р. Акбалтырган (см. 11 на рис. 2, А). Низовья этой реки оказались перехваченными из-за тектонического подъема ее приразломной южной части и сохранились в виде среднеплейстоценовой палеодолины, врезанной в минкушские конгломераты. Палеодолина утыкается в Южно-Кавакский разлом, южное крыло которого, сложенное верхнеордовикскими кислыми туфами, поднято над ее днищем на ~15 м (рис. 7, В). От этого места палеодолина следует на восток вдоль разлома и через ~700 м прорезает разломный уступ и раскрывается в долину р. Кёкёмерен. 700-метровый участок палеодолины, следующий вдоль разлома, можно рассматривать как результат левого сдвига, кор-

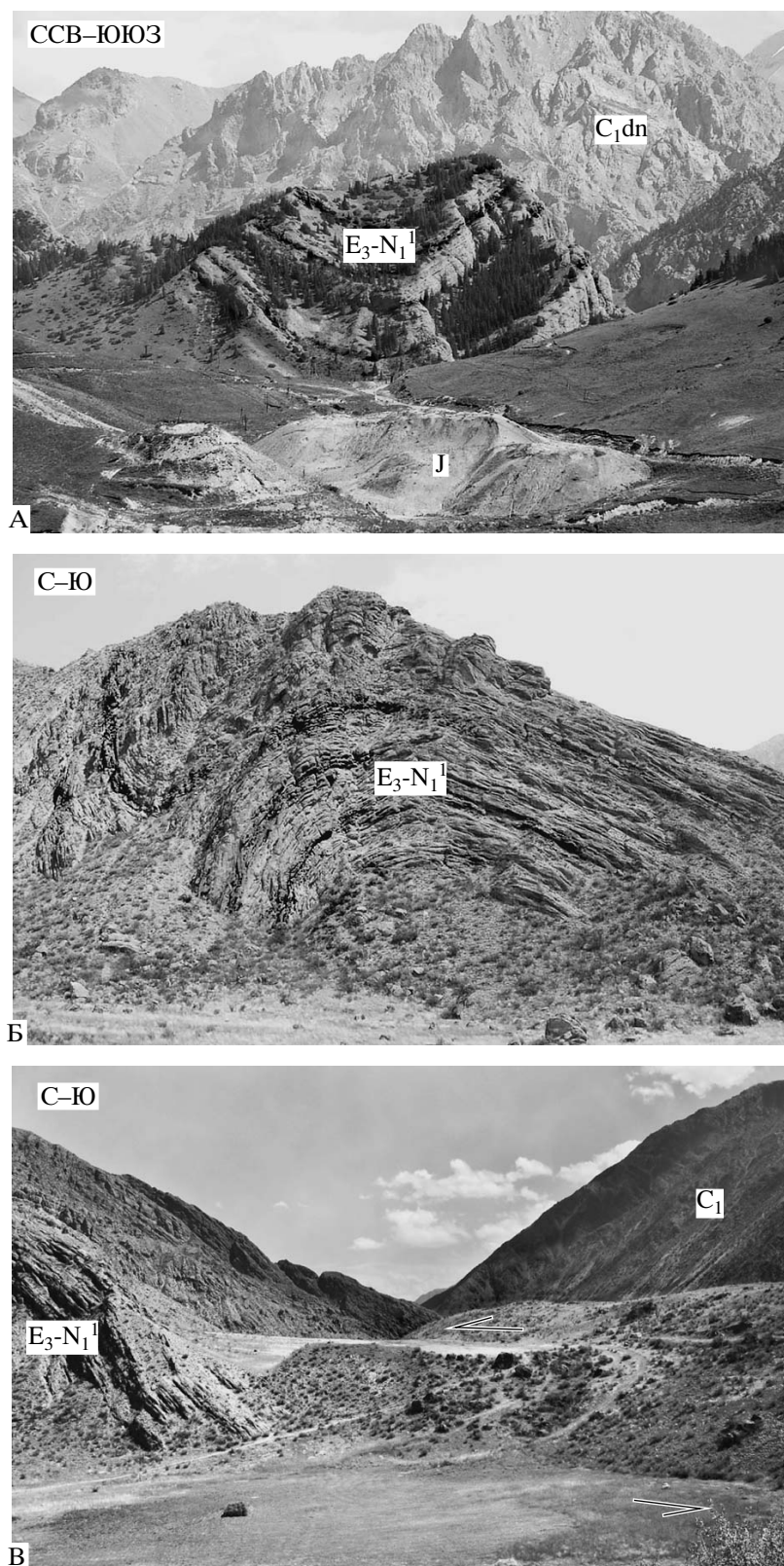
релятного вертикальному смещению на 15 м. В таком случае позднечетвертичный левый сдвиг мог здесь многократно превосходить вертикальную и, соответственно, надвиговую компоненты смещений.

Минкуш-Кёкёмеренская зона имеет складчатое внутреннее строение, специфичное в каждом из ее сегментов, различающихся также степенью их неотектонического воздымания и эрозионного среза. Наиболее высоко поднята часть зоны вблизи перевала между Сонкельской впадиной и долиной р. Каракече, а последняя расположена на ~1 км выше долины р. Минкуш. От ее верховий поверхность зоны понижается на запад к Кетмень-Тюбинской впадине.

**Каракечинский** участок Минкуш-Кёкёмеренской зоны представляет собой синклиналь, ось которой простирается на СВ-ЮЗ и южнее с. Каракече примыкает к Южно-Кавакскому разлому. Чуть восточнее вблизи разлома видны северное крыло и приядерная часть синклинали, сложенной минкушскими конгломератами. В ее южном крыле они падают под углами  $65-80^\circ$  на ССЗ, а в более полно сохранившемся северном крыле их падение возрастает от  $\sim 30^\circ$  на ЮЮВ близ ядра синклинали до  $45-55^\circ$  в низах конгломератовой толщи и  $70-90^\circ$  на ЮЮВ в юрских отложениях. Нижняя часть конгломератовой толщи нарушена продольным разломом, наклоненным под углом  $80^\circ$  на ССЗ. Борозды на его плоскости наклонены на восток под средними углами, что указывает на сочетание взброса с левым сдвигом.

Полнее юго-восточное крыло синклинали представлено в верховьях р. Каракече-восточной под покровом среднеплейстоценовой (?) морены (см. 12 на рис. 2, Б), где в ядре синклинали сохранилась пестроцветная толща, залегающая на минкушских конгломератах. Последние в юго-восточном крыле синклинали запрокинуты до  $80-75^\circ$  на ЮВ, а слои пестроцветной толщи выполаживаются к ядру складки от  $80-85^\circ$  до  $45-50^\circ$  на СЗ. В ее северо-западном крыле пестроцветная толща падает под углами  $80-90^\circ$  на ЮВ.

На западе каракечинского участка представлено лишь северное крыло синклинали, сложенное юрскими отложениями, на которых залегают тектонический покров брекчированных турнейских известняков. Наклон юрских слоев изменяется с севера на юг от запрокинутого ( $90-70^\circ$  на ССЗ) до  $65-90^\circ$  и затем  $40-50^\circ$  на ЮЮВ. На юге юрские отложения нарушены двумя почти послойными надвигами, из-за которых слои трижды повторяются в разрезе. Юра несогласно перекрыта мореной  $Q_2$  (?), наклоненной под углами  $20-30^\circ$  на ССЗ. Южнее юрский разрез наращивается коктурпакской свитой и низами минкушских конгломератов.



**Рис. 7.** Детали строения Минкуш-Кёкёмеренской зоны: А – синклиналь, сложенная олигоценными конгломератами на минкушском участке зоны (см. рис. 3, Б); Б – складки в олигоценных конгломератах долины р. Акбалтырган (см. 13 на рис. 2, А); В – левый сдвиг среднеплейстоценовой палеодолины по Южно-Кавакскому разлому (см. 11 на рис. 2, А); на переднем плане – бессточная впадина на стыке верховий палеодолины с разломом; за ней находится продолжение палеодолины, следующей вдоль разлома между двумя его ветвями; вдалеке видно место прорыва палеодолиной поднятого южного крыла разлома; оно удалено от бессточной впадины на ~700 м

Сложнее устроен **минкушский** участок Минкуш-Кёкёмеренской зоны (см. рис. 3, Б). В его северной части северо-восточнее с. Минкуш коктурпакская свита и минкушские конгломераты наклонены под Северо-Кавакский взброс под углами 40–60°. Южнее из-под них обнажаются смятые в складки юрские отложения. Выделяются две антиклинали, южные крылья которых нарушены соскладчатыми взбросами. В ядрах антиклиналей вскрыты красноцветы  $C_1$ , а в северной антиклинали также и выступающая из-под красноцветов интрузия диорита (см. 1 на рис. 2, Б). И.В. Чернышёв и В.А. Лебедев в ИГЕМ РАН определили ее К-Аг возраст в  $434 \pm 15$  млн. лет (см. табл. 1), что соответствует самым верхам ордовика. На северном крыле антиклинали два молодых взброса круто наклонены на север. По каждому из них щебнистые грубослоистые четвертичные отложения ( $Q_{2-3}$ ?) смещены на величину до 8–10 м.

Южнее находится обширная синклиналь. Она пережата в районе с. Минкуш, где сложена юрскими отложениями с небольшим выходом коктурпакской свиты в ядре, а западнее и восточнее расширяется и углубляется, и ее выполняющий минкушские конгломераты (см. рис. 7, А). На крыльях западного расширения синклинали они наклонены под углами до 70°, выполаживаясь к ее ядру. К югу от восточного расширения синклинали вдоль долины р. Минкуш проходит разлом, отделяющий юру от красноцветов  $C_1$ , наклоненных на юг и перекрытых юрскими отложениями. На них по Южно-Кавакскому разлому надвинуты турнейские известняки.

В центральной части Минкуш-Кёкёмеренской зоны (см. 13 на рис. 2, А) напряженность складчатости сохраняется (см. рис. 7, Б), причем складки сочетаются с продольными разрывами. Так, на **сарыкамышском** участке зоны (см. рис. 3, А) непосредственно к северу от Южно-Кавакского разлома находится обширная антиклиналь, сложенная минкушской толщей. Ее шарнир полого погружается на северо-запад, а свод осложнен небольшой синклиналью с пестроцветной толщей в ядре. С севера антиклиналь ограничена взбросом, наклоненным на юг под углом ~65°. На его плоскости борозды ориентированы по восстанию. Вблизи взброса слои минкушской и сменяющей ее к северу пестроцветной толщ подвернуты до 85–70° на Ю. Взброс ограничивает с юга асимметричную синклиналь с крутым, до запрокинутого залегания, южным крылом и более пологим северным. Синклиналь ограничена с севера крутым (80° на С) взбросом, вблизи которого залегающие на пестроцветной толще шарпылдакские гравелиты запрокинуты до 80° на С. Взброс отделяет от синклинали северную ветвь Минкуш-Кёкёме-

ренской зоны, где минкушские конгломераты отсутствуют и нижняя глинистая пачка пестроцветной толщи залегает непосредственно на юрских отложениях или красноцветах нижнего карбона без существенного углового несогласия (см. рис. 4, А). Слои наклонены на восток и юго-восток под углами до 30–35°.

На сарыкамышском и минкушском участках Минкуш-Кёкёмеренской зоны обнаруживается общая особенность: взбросы в южной части зоны наклонены на юг, а в северной части – на север, отражая центростремительное движение горных масс относительно осевой плоскости наиболее погруженной синклинали.

Западнее сарыкамышского участка, как отмечено выше, Минкуш-Кёкёмеренская зона разделяется на две ветви: южную, где присутствуют минкушские конгломераты, и северную, где они выпадают из разреза или, возможно, местами замещаются маломощными красноцветами. Южная ветвь является узким (обычно  $\leq 2$  км) рампом, ограниченным с юга Южно-Кавакским надвигом. Внутри рампы преобладают падения минкушских конгломератов в северных румбах [26]. Выходы палеозоя отделяют южную ветвь зоны от северной, состоящей из несколько плоских впадин неправильной формы, но в целом удлиненных вдоль нее. Поверхности палеозойских выступов на их южных бортах очерчивают пологие своды. На них местами сохранились маломощные кайнозойские красноцветы, которые можно предположительно сопоставить с коктурпакской свитой или тонкообломочной фацией киргизской свиты. Их залегание близко к горизонтальному. Во впадинах маломощные базальные красноцветы перекрыты пестроцветной толщей неогена и местами шарпылдакской свитой. Их залегание близко к горизонтальному, но во впадине Караджигач на западе Минкуш-Кёкёмеренской зоны (см. 5 на рис. 2, А) слои полого наклонены на север, а в крупнейшей северо-западной Бельальдинской впадине (см. 14 на рис. 2, А) отмечены складчатые изгибы с углами падения до 25–30°.

В строении новейших впадин северо-западной ветви Минкуш-Кёкёмеренской зоны проявляется та же асимметрия, какая отмечалась для северного борта зоны в более восточных районах. Взбросы и взбросо-сдвиги, иногда сопровождаемые флексурными подворотами слоев, находятся на южных склонах поднятий (вдоль северных бортов впадин) и круто наклонены на север, тогда как южные границы впадин неровные и характеризуются стратиграфическим налеганием кайнозоя на палеозой. Осью встречной вергентности этой системы разломов является рампа южной ветви Минкуш-Кёкёмеренской зоны.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Кайнозойские отложения Минкуш-Кёкёмеренской зоны смяты в продольные складки, нередко осложненные взбросами. С севера и юга зона ограничена разломами с взбросо-надвиговыми смещениями, причем надвиг южного борта обычно положе северного и местами переходит в небольшие тектонические покровы. По перекрытию юрских и кайнозойских отложений палеозоем минимальная амплитуда верхнеминкушского покровно-надвигового сегмента Южно-Кавакского разлома достигает 5 км. Все это свидетельствует о поперечном укорочении зоны в 1.5–2 раза, т.е. важной роли компоненты поперечного сжатия в формировании ее структуры. Вместе с тем, по многим продольным разломам обнаружены признаки позднечетвертичного левого сдвига. Его амплитуды обычно соизмеримы с амплитудами одновозрастной взбросо-надвиговой компоненты смещений по тем же разломам, но иногда превосходят их. Так, среднеплейстоценовая палеодолина, прежде служившая низовьями р. Акбалтырган, смещена влево на ~700 м, тогда как одновозрастное вертикальное смещение составляет ~15 м.

Таким образом, новейшая структура Минкуш-Кёкёмеренской зоны является транспрессивной, сочетающей проявления поперечного укорочения и продольного левого сдвига.

Для оценки возраста этой структуры принципиальное значение имеет то, что в пределах зоны красноцветы нижнего карбона, угленосные отложения юры, коктурпакская свита  $E_{1-2}$ , минкушская толща  $E_3-N_1^1$  и пестроцветная неогеновая толща обычно сменяют друг друга без существенного углового несогласия. Первые его признаки появляются лишь местами в основании гравелисто-конгломератовой толщи  $N_2^3-Q_E$ , а более или менее значительное несогласие повсеместно присутствует лишь в основании галечников  $Q_{1-2}$ . Показателен в этом отношении останец тектонического покрова на правобережье р. Табылгаты, смятый в синформу вместе с подстилающими отложениями неогена–эоплейстоцена и перекрытый с резким несогласием среднеплейстоценовыми галечниками и суглинками. Таким образом, сложная разломно-складчатая структура Минкуш-Кёкёмеренской зоны начала формироваться в конце плиоцена и наиболее интенсивно развивалась в квартере.

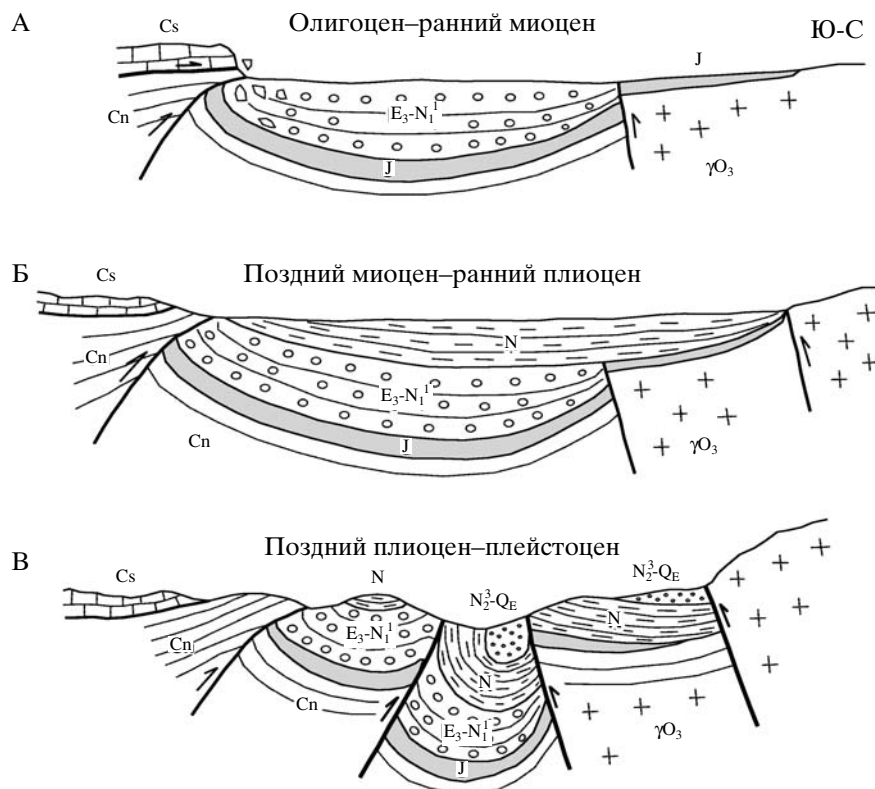
При столь молодом возрасте дислокаций возникает проблема тектонических условий образования минкушских конгломератов  $E_3-N_1^1$ . Ее решение должно объяснить, во-первых, интенсивный снос грубого обломочного материала и, во-вторых, его аккумуляцию в узкой полосе Минкуш-Кёкёмеренской зоны. При этом необходимо учитывать следующие факты.

1. Сейчас минкушская конгломератовая толща, содержащая разности от гравийно-мелкогалечных до валунно-глыбовых и имеющая мощность до 1–1.5 км, слагает узкую полосу длиной свыше 125 км и шириной в первые километры. Восточнее р. Ковюксу эта полоса занимает всю ширину зоны, а западнее – лишь ее южную ветвь. В пределах северной ветви минкушские конгломераты не отлагались и там сохранились от размытия сравнительно рыхлые и маломощные отложения коктурпакской свиты, юры или коры выветривания гранитов, перекрытые глинами нарынкой свиты. Очевидно, на севере в олигоцене – раннем миоцене размываемых поднятий не было и рельеф приближался к равнинному. Преимущественно песчано-гравийный состав и небольшая мощность киргизской свиты на соседних бортах Джумгольской и Нарынской впадин и на востоке Кетмень-Тюбинской впадины (с. Каинды) указывают на отсутствие высоких размываемых поднятий и на обрамлениях Минкуш-Кёкёмеренской зоны.

2. Галька минкушских конгломератов более или менее окатана, что указывает на участие аллювиальных процессов в формировании толщи. Наиболее грубый состав и худшую окатанность она имеет на востоке – в долинах Минкуша и Каракече. В верховьях р. Минкуш И.С. Садыбакасов указывает и наибольшую мощность толщи – до 1.5 км. Все это свидетельствует в пользу предположения, что источник сноса обломочного материала находился на востоке, откуда он водным путем распространялся к западу.

3. В минкушских конгломератах не обнаружено обломочного материала, поступавшего с северного борта Минкуш-Кёкёмеренской зоны, в частности, обломков каледонских гранитов Северного Тянь-Шаня. Весь материал образован за счет сноса с юга, причем в составе обломков преобладают нижнекаменноугольные известняки.

4. В хр. Молдотое различаются три структурно-формационные зоны каменноугольных отложений [16, 24, 25]. Северная зона, представляющая каледонский Северный Тянь-Шань, сложена преимущественно красноцветами и гипсоносными толщами визейско-серпуховского возраста. Отделенная от нее *переходной* зоной южная формационная зона, представляющая уже Средний Тянь-Шань, сложена главным образом известняками турнейско-башкирского возраста. *Переходная* зона взброшена или надвинута на северную, и на обе зоны надвинуты тектонические покровы южной зоны. Минимальная амплитуда перекрытия составляет 20 км. Возраст надвигания считается герцинским, поскольку покровная структура восточнее “запечатана” позднекаменноугольными гранитами Сонкульского массива. По тем же



**Рис. 8.** Стадии формирования Минкуш-Кёкёмеренской зоны. А – олигоцен, ранний миоцен, Б – поздний миоцен-плиоцен, В – поздний плиоцен-квартер

Индексы толщ те же, что в подписи к рис. 2

взбросо-надвигом есть следы позднегерцинских (конец палеозоя–начало мезозоя) левосдвиговых перемещений [16].

На основе всех приведенных данных мы предполагаем следующую историю развития Минкуш-Кёкёмеренской зоны. Минкушские конгломераты сформировались в условиях начавшейся в олигоцене неотектонической активизации Центрального Тянь-Шаня, которая привела к возникновению низогорных поднятий и накоплению за счет их разрушения сравнительно тонкообломочной и маломощной красноцветной киргизской свиты в большинстве межгорных впадин. Обилие в ней глинистого матрикса связано с тем, что разрушались в первую очередь кора выветривания и продукты ее переотложения. На северном склоне Молдотого активизация выразилась, прежде всего, в возобновлении перемещений по герцинским надвигам и тектоническим покровам (прямым свидетельством этому, хотя и более поздним, являются факты надвигания некоторых покровов на кайнозойские толщи). Фронтальные части покровов, активно разрушаясь, служили источником обломочного материала для формирования минкушских конгломератов. Поскольку самое высокое положение в позднепалеозойской структуре Молдотого занимали существенно известня-

ковые покровы южной зоны, их обломки преобладают в составе гальки. “Покровно-надвиговая” гипотеза происхождения минкушских конгломератов объясняет их грубый состав при относительно небольшом воздымании источника сноса.

Поступавший с Молдотого обломочный материал накапливался в тектонической депрессии типа асимметричного рампа перед фронтом Южно-Кавакских надвигов и покровов, которые служили его главным южным ограничением. Но существовало и северное разломное ограничение рампа, за которое обломочный материал не распространялся. Судя по разрезу района с. Сарыкамыш, этот северный уступ является сейчас и, вероятно, был в олигоцене – раннем миоцене крутым взбросом. Если выполнить палинспастическую реконструкцию и учесть возможность надвигового перекрытия в несколько километров на юге рампа, оказывается, что его первоначальная ширина достигала 10 км (возможно, 15 км) (рис. 8, А).

Особенностью развития рампа явилось отсутствие существенных складчатых деформаций, отчего между накапливавшимися толщами не возникло угловых несогласий. Вдоль рампа выработалась речная долина, в которой переотлагался обломочный материал. Западным продолжением долины в пределах современной Кетмень-Тюбин-

ской впадины могла быть прирусловая часть долины Нарына. Таким образом, рампы, заполненные минкушскими конгломератами, можно рассматривать как палеодолину Пра-Нарына – Пра-Кёкёмерена.

Развитие рамповой депрессии можно объяснить, если допустить, что в олигоцене она возникла в условиях транспрессии, т.е. вдоль пограничных разломов имели место не только взбросо-надвиговые, но и левосдвиговые перемещения, наследовавшие аналогичные, но более интенсивные движения конца палеозоя–начала мезозоя [4, 16]. Такое предположение основано на соотношении проявлений поперечного укорочения и левого сдвига в современной структуре Минкуш-Кёкёмеренской зоны, сформировавшейся в основном в четвертичное время, но может иметь и другое подтверждение. Как показано выше, главная область сноса обломочного материала с юга, вероятно, находилась на минкуш-каракечинском участке зоны, где конгломераты наиболее мощны и имеют особенно грубый состав. А область обширных тектонических покровов, сложенных главным источником сноса – известняками южной структурно-формационной зоны Молдоттоо, располагается сейчас несколько восточнее – от верховий Минкуша до западной части Сонкельской котловины. Это наводит на мысль о возможном левом смещении главного источника сноса на расстояние до ~10 км. Решить вопрос о реальности и величине предполагаемого смещения могли бы в будущем детальные литологические исследования.

В большинстве случаев при транспрессии межразломный блок испытывает воздымание с проявлениями центробежного надвигания (flower structure [30]). Однако, если блок изначально был депрессионной структурой, его инверсии могло не произойти и он развивался в условиях транспрессии как впадина вдавливания (термин В.К. Кучая [11]). Именно такой депрессией, как отмечено выше, была территория Минкуш-Кёкёмеренской зоны в юре. Чтобы отличить присдвиговые структуры вдавливания от образующихся в условиях транстенсии впадин pull-apart, мы назвали их впадинами push-inside [31]. Различия механизмов их формирования показаны на рис. 9.

Альтернативой предложенному механизму развития Минкуш-Кёкёмеренской зоны в эпоху отложения минкушских конгломератов является предположение, что в олигоцене эта зона развивалась в условиях транстенсии как впадина pull-apart и лишь в конце плиоцена возникла обстановка транспрессии, сформировавшая современную структуру зоны. Однако в таком случае Минкуш-Кёкёмеренская зона ограничивалась бы в олигоцене сбросами или сбросо-сдвигами, следов которых в структуре зоны нет. Все продольные разло-

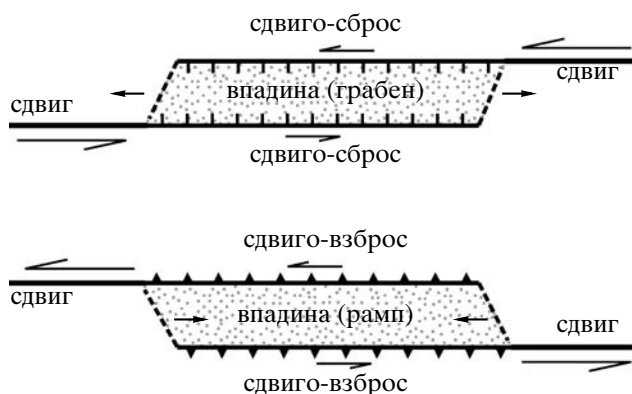


Рис. 9. Принципиальная схема образования впадин типа pull-apart в условиях транстенсии и впадин типа push-inside в условиях транспрессии

мы имеют только надвиговую или взбросовую компоненту смещений, что говорит об унаследованности движений в пределах новейшего этапа.

В неогене интенсивность тектонических движений уменьшилась, и стал накапливаться более тонкообломочный материал пестроцветной толщи. Вместе с тем, осадконакопление охватило большую территорию, распространившись на северную область западной части Минкуш-Кёкёмеренской зоны (см. рис. 8, Б). В конце плиоцена и эоплейстоцене возросла контрастность вертикальных движений и стал накапливаться плохо окатанный материал гравийно-галечной размерности. При этом четко обозначились как источники сноса северные обрамления зоны, принадлежащие Северному Тянь-Шаню. В плейстоцене тектонические движения, как горизонтальные, так и вертикальные, еще более усилились и сформировалась современная структура Минкуш-Кёкёмеренской зоны (см. рис. 8, В).

Таким образом, важнейшие элементы этой структуры – главные разломы с присущим им сейчас типом перемещений заложились еще в олигоцене, при первых проявлениях неотектонической активизации, но особенно интенсивно структура развивалась и усложнялась в четвертичное время, когда скорости движений существенно возросли.

В Центральном Тянь-Шане выделяется несколько продольных приразломных депрессионных новейших структур, в большей или меньшей мере сходных с Минкуш-Кёкёмеренской зоной. Это узкая Тессык-Сарыбулакская зона небольших впадин, примыкающих к активизированному в кайнозойское разлому, кулисно подставляющему Минкуш-Кёкёмеренскую зону с юга и протягивающемуся на восток вдоль “линии Николаева”; Узунбулак-Ойкаинская и Каракольская линейные депрессии между Сусамырской и Кочкорской впадинами; Чон-Кеминская зона к северу от оз. Иссык-Куль (рис. 10).

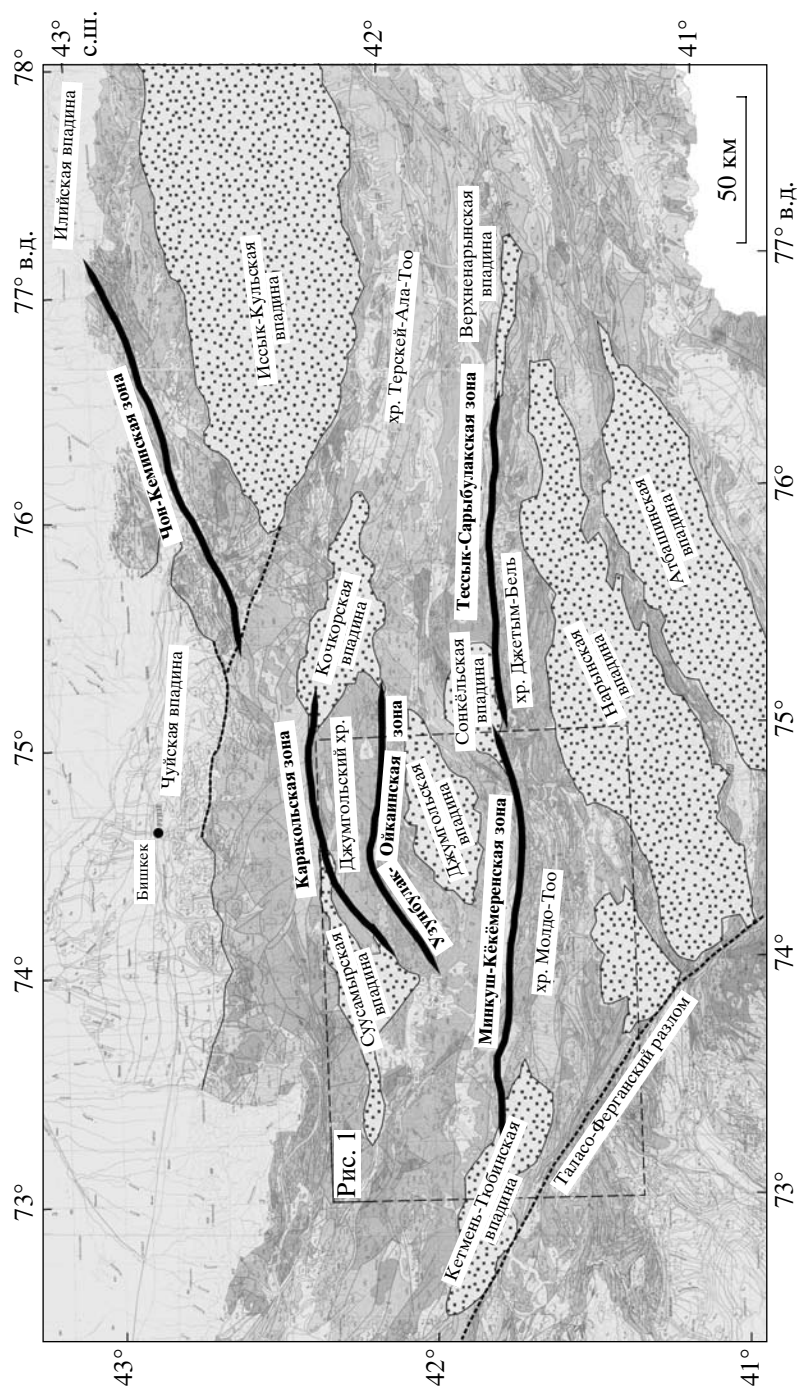


Рис. 10. Положение Минкуш-Кёкмеренской зоны и сходных с ней трансгрессивных зон в структуре Центрального Тянь-Шаня

**Тессык-Сарыбулакская** приразломная зона протягивается на 200 км от южного борта Сонкельской впадины до северного окончания Верхне-Нарынской впадины между хребтами Молдо-Тоо и Джетым-бёль на юге и отрогами Терсей-Ала-Тоо на севере. Разлом, с которым связано формирование зоны, неоднороден по кинематике. На южном борту Сонкельской впадины его южное крыло в кайнозой поднималось, что выражено в рельефе сглаженным уступом высотой до 200 м. Однако восточнее южное крыло испытало опускание, и там сформировалась цепь примыкающих к разлому впадин, сложенных дислоцированными кайнозойскими отложениями от аналогов киргизской свиты до шарпылдакской свиты ( $N_2^3-Q_E$ ). Эти впадины асимметричны: наиболее погружены их северные приразломные участки, тогда как на юге нередко имеет место пологое налегание кайнозоя на палеозойский фундамент. Разлом рассекает и смещает влево на расстояние до 60 км пермскую интрузию щелочных гранитов. Большая часть этого смещения относится к позднегерцинскому времени, а его новейшая составляющая оценена в 5–8 км [4].

**Узунбулак-Ойкаинская** зона начинается от юго-западного окончания Кочкорской впадины и протягивается на ~60 км в запад-северо-западном направлении. Формирование зоны связано с движениями по крупному разлому, северное крыло которого взброшено на кайнозойские отложения погруженного южного крыла. Оперяющие главный взброс разломы юго-западного простирания расчленяют депрессию на отдельные ветви, разделенные выходами палеозоя, образуя структуру “конского хвоста” (horsentail splay). Последняя дает основание предполагать вдоль главного разлома левосдвиговую компоненту движений.

В разрезах депрессии выделены аналоги всех свит кайнозоя. В центральной части зоны из-под них выступают юрские отложения. Кайнозой смят в пологие складки, погружаясь к северному разломному ограничению, тогда как на южных бортах депрессий полого налегает на палеозойские образования. Самый западный и наиболее крупный из оперяющих разломов пересекает долину р. Кёкёмерена, на левобережье которого каледонские граниты юго-восточного крыла разлома взброшены на кайнозойские толщи, падающие под углами ~30° на ЮВ. Вместе с этим западным продолжением Узунбулак-Ойкаинская зона имеет форму выпуклой к северу дуги.

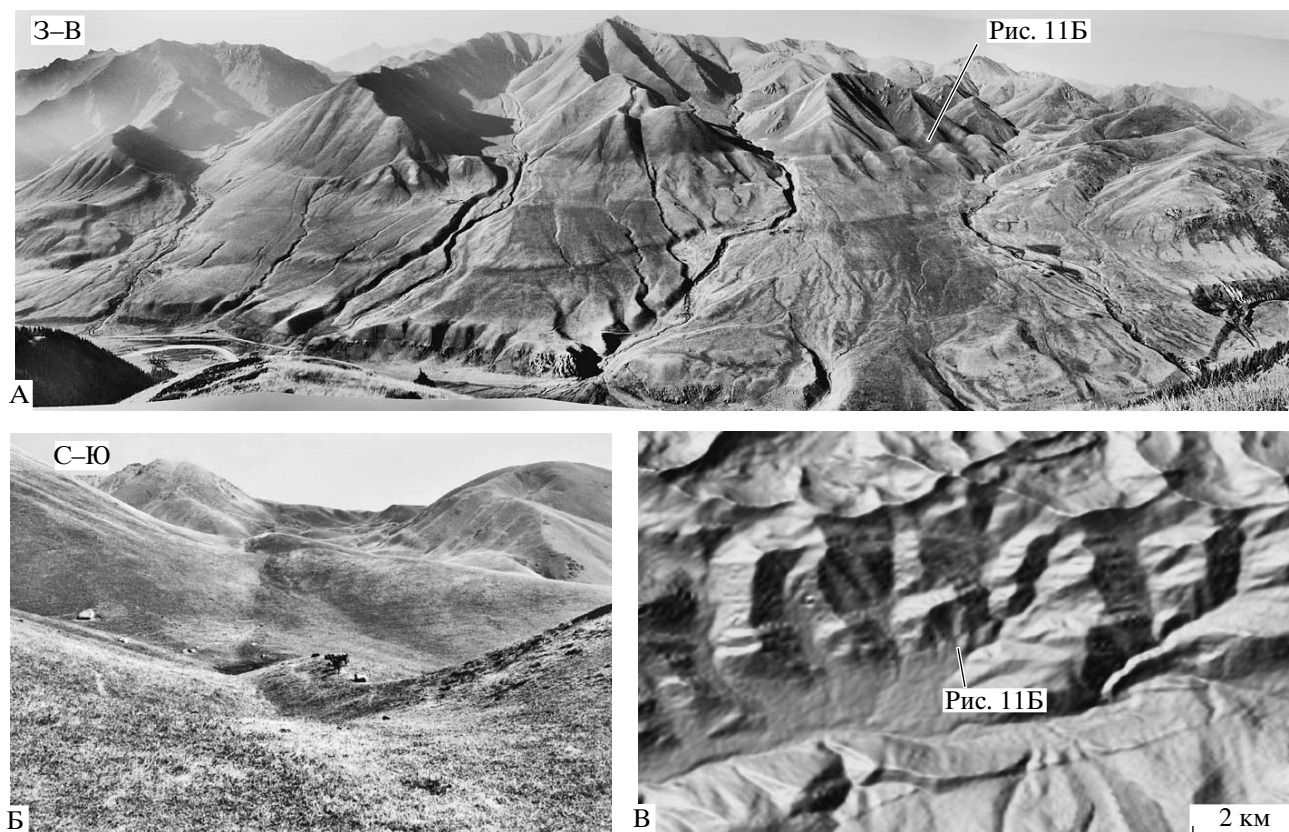
**Каракольская** зона также дугообразно изогнута к северу. Она начинается от северо-западного окончания Кочкорской впадины и протягивается на ~90 км до Сусамырской впадины вдоль рек Восточный и Западный Каракол. Каракольская зона также асимметрична, но в отличие от Узунбулак-Ойкаинской зоны, здесь главные раз-

ломы приурочены к южному борту депрессии, тогда как на ее северном борту разломы распространены фрагментарно и кайнозой трансгрессивно залегает на палеозое. Дочетвертичные новейшие отложения представлены неогеновыми пестроцветами, возможно, местами перекрытыми аналогами шарпылдакской свиты  $N_2^3-Q_E$ .

Характерной особенностью зоны является эшелонированное строение главного разлома, сегменты которого образуют левый кулисный ряд. Между двумя основными сегментами находится хр. Карамойнок, отделяющийся от Джумгольского хребта. В самой западной части Каракольская зона простирается на ЗЮЗ и обособляется от Сусамырской впадины узкое антиклинальное поднятие, сложенное каледонскими гранитами. По соотношениям с четвертичными отложениями и формами рельефа установлены признаки позднечетвертичной активизации главного разлома. Они наиболее отчетливы на западе зоны, где выявлены левые смещения на десятки метров долин небольших пересекаемых разломом водотоков.

**Чон-Кеминская** (Кемин-Чиликская) депрессионная зона восток-северо-восточного простирания протяженностью не менее 400 км на западе сопряжена с другой выделенной С.С. Шульцем [27] и В.И. Макаровым [13] зоной новейших разломов северо-западного простирания, которую К.Е. Абдрахматов [2] интерпретировал как правый сдвиг. Отсюда Чон-Кеминская зона в виде цепочки приразломных кайнозойских депрессий протягивается на восток, на левобережье р. Чон-Кемина, в приустьевой части которого представляет собой узкий рамп. Он сложен кайнозоем, смятым в синклинальную складку. Разлом северного борта рампа круто наклонен на ССЗ. По нему каледонские граниты и метаморфические сланцы протерозоя (?) взброшены на неогеновую пестроцветную чуйскую (аналог нарынской) свиту, наклоненную на юг под средними углами. Вместе с тем, на плоскости разлома видна наклонная штриховка, указывающая на присутствие левосдвиговой компоненты перемещений. Разлом южного ограничения рампа круто наклонен на юг. Восточнее зона выходит в долину Чон-Кемина, где расширяется в небольшую Шабдинскую впадину. Здесь доплейстоценовый кайнозой залегает полого. Как и в пределах рампа, он представлен всеми свитами от коктурпакской ( $E_{1-2}$ ) до шарпылдакской ( $N_2^3-Q_E$ ).

Далее к востоку зона следует вдоль долины Чон-Кемина. Здесь доплейстоценовый кайнозой распространен фрагментарно, представлен неполно и нередко перекрыт плейстоценовыми отложениями, среди которых значительное место занимают морены и флювиогляциальные образования. Но ограничивающие зону разломы отчет-



**Рис. 11.** Детали строения Чон-Кеминской зоны в районе ур. Джая: А – фотопанорама северного борта долины Чон-Кемина, видны линии активных разломов; Б – разлом на склоне ур. Джая, активизированный при Кеминском землетрясении 1911 г., положение разлома показано на рис. А и Б; В – цифровая модель рельефа SRTM (3''), видны линии активных разломов и левые смещения форм рельефа по некоторым из них

ливо выражены в рельефе молодыми уступами и ложбинами. Именно на этом участке зоны протяженностью до 180 км проявились сейсмогенные разрывы Кеминского землетрясения 4 января 1911 г. с магнитудой  $M = 8.3$ . Это взбросы амплитудой до 4–5 м с левосдвиговой компонентой смещений в 0.5–1 м [5, 10]. Землетрясение сопровождалось образованием большого числа оползней [8]. А.Л. Стром, проанализировав аэрофотоснимки, выявил здесь же молодые левые смещения долин водотоков амплитудой до первых сотен метров [8]. Наиболее выражены они вдоль северного разлома зоны в районе горы Джая (см. рис. 11, А, В).

На северном склоне ур. Джая виден почти вертикальный молодой разрыв восток-северо-восточного простираения, по которому в 1911 г. зафиксировано поднятие южного крыла до 2 м (см. рис. 11, Б). Однако на пересекаемых разрывом мелких водоразделах вертикальное смещение больше – до 5 м. Это суммарная амплитуда смещений, связанных не только с событием 1911 г., но и более ранними голоценовыми подвижками. Восточнее долина пересекаемого ручья смещена влево на 2–3 м. По-видимому, этот сдвиг синхронен вертикальному смещению в 5 м, что дает их соотношение, равное  $\sim 1:2$ . Чуть выше по течению

Чон-Кемина на южном склоне долины обнаружены два молодых нарушения. Здесь, наряду с подъемом южного крыла, выраженным уступами в несколько метров на поверхности среднеплейстоценовой (?) морены, имеют место левые изгибы выработанных в морене русел. Они отражают сдвиговые смещения на 20–30 м по южному разрыву и на 35–40 м по северному.

Чон-Кеминская зона продолжается на восток вдоль долины р. Чилик, где неоген-четвертичные вертикальные смещения по разломам достигают 1.5 км (данные А.В. Тимуша в [23]). Суммарные новейшие левосдвиговые смещения по Чон-Кеминской зоне оцениваются в 3–4 км [4, 15, 17].

Итак, в четырех рассмотренных депрессионных структурах Центрального Тянь-Шаня, подобно Минкуш-Кёкёмеренской зоне, сочетаются поперечное укорочение и продольный левый сдвиг. Во всех зонах эти проявления относятся к четвертичному периоду, но, судя по разрезам кайнозойских отложений, зоны заложились как депрессии с характерным транспрессивным структурным парагенезом еще в неогене или олигоцене. Таким образом, транспрессивная природа этих зон проявлялась как на поздних, так и на ранних стадиях новейшего тектогенеза.

Продольные транспрессивные левосдвиговые структуры сочетаются, причем с ранних стадий новейшего этапа, с правыми сдвигами северо-западного простирания. Крупнейшие из них (Таласо-Ферганский разлом, нарушения, ограничивающие с запада Чон-Кеминскую зону, Западно-Джунгарский и Главный Джунгарский разломы) не только характеризуются значительными смещениями, но и обуславливают сегментацию всей продольной новейшей структуры Тянь-Шаня. Сочетание двух направлений сдвигов определяет ряд неотектонических особенностей региона, в частности, угловатые очертания впадин.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В Центральном Тянь-Шане выделяется класс продольных новейших депрессионных структур, в которых проявления поперечного горизонтального укорочения сочетаются с продольным левым сдвигом. В качестве примера таких структур подробно рассмотрена Минкуш-Кёкёмеренская зона на границе Северного и Среднего Тянь-Шаня. Проявлениями ее поперечного укорочения служат надвиговые и взбросовые смещения по пограничным разломам и складчатая структура зоны, осложненная продольными взбросами. Левый сдвиг выражен смещениями форм рельефа по тем же продольным разломам и косой штриховкой на их плоскостях. Эти проявления поперечного укорочения и продольного сдвига в основном сформировались в квартере. Но каркас транспрессивной структуры заложен еще в олигоцене. Об этом свидетельствует строение олигоцен-нижнемиоценовой толщи конгломератов, которая возникла за счет разрушения фронтальных частей герцинских надвигов Среднего Тянь-Шаня, активизированных в новейшее время, и накапливалась в узкой депрессии рампового типа, возникшей перед фронтом надвигов в условиях сочетания взбросо-надвиговых и левосдвиговых перемещений по пограничным разломам.

Аналогами Минкуш-Кёкёмеренской зоны, по-видимому, являются другие узкие продольные новейшие депрессии Центрального Тянь-Шаня, в которых также сочетаются признаки поперечного укорочения и продольного левого сдвига. Таковы Тессык-Сарыбулакская зона, кулисно подстилающая Минкуш-Кёкёмеренскую зону с юга и продолжающая ее на восток; Узунбулак-Ойканская и Каракольская зоны между Сусамырской и Кочкорской новейшими впадинами; Чон-Кеминская зона к северу от Иссык-Кульской впадины.

Авторы выражают признательность В.С. Буртману за плодотворное участие в полевых работах 2006 г., А.Е. Додонову за аналогичное участие в работах 2004 г., Д.А. Алексееву за обсуждение палеозойской геологии Молдо-Тоо, А.Л. Строну за консультации по неотектонике западной части Минкуш-Кёкёмеренской зоны и Чон-Кеминской зоны, Г.З. Гурарию и Н.Я. Дворовой за палеомаг-

нитное изучение образцов из минкушской толщи, М.П. Долуденко и Е.И. Костиной за определение юрских растительных остатков, И.В. Чернышеву и В.А. Лебедеву за К-Аг датирование проб из Минкуш-Кёкёмеренской зоны.

Работа была поддержана проектом “Механизмы горообразования и роль сдвигов в формировании новейшей структуры коллизионных орогенов” Программы ОНЗ РАН № 6 “Геодинамика и механизмы деформирования литосферы”, проектом “Составление сбалансированного геолого-геофизического разреза земной коры Тянь-Шаня: структурно-геологические и геофизические исследования вдоль сейсмического профиля Бишкек–Тарим” Программы ОНЗ РАН № 10 “Центрально-Азиатский подвижный пояс: геодинамика и этапы формирования земной коры”, проектом “Механизмы аккомодации горизонтальных движений литосферы в межконтинентальных складчатых поясах” (грант РФФИ № 06-05-64437а) и проектом Швейцарского Научного Фонда (SNSF) № IB7320-110694.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдрахматов К.Е. Тектонические движения позднего плейстоцена–голоцена территории Республики Кыргызстан: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. Бишкек: Ин-т геологии НАН Респ. Кыргызстан, 1995. 34 с.
2. Абдрахматов К.Е. Современная блоковая структура Северного Тянь-Шаня // Геодинамика и геоэкологические проблемы высокогорных регионов. М.-Бишкек: Научная станция ОИВТ РАН, 2003. С. 7–18.
3. Абдрахматов К.Е., Уэлдон Р., Томпсон С. и др. Происхождение, направление и скорость современного сжатия Центрального Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1585–1609.
4. Баженов М.Л., Миколайчук А.В. Формирование структуры Центральной Азии к северу от Тибета в кайнозой: синтез палеомагнитных и геологических данных // Геотектоника. 2004. № 5. С. 68–84.
5. Богданович К.И., Карк И.М., Корольков Б.Я., Мушкетов Д.И. Землетрясение в северных цепях Тянь-Шаня 22 декабря 1910 г. (4 января 1911 г.). М., 1914. 270 с. (Тр. Геол. ком. Н.С.; вып. 89).
6. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. К-43-XX. М.: ГУГК, 1964.
7. Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200000. К-43-XXI. М.: ГУГК, 1965.
8. Дельво Д., Абдрахматов К.Е., Лемзин И.Н., Стром А.Л. Оползни и разрывы Кеминского землетрясения 1911 г. с  $M_s$  8.2 в Киргизии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 10. С. 1667–1677.
9. Конн М.Л. Структуры латерального выжимания в Альпийско-Гималайском коллизионном поясе. М.: Научный мир, 1997. 314 с.
10. Кучай В.К. Результаты повторного обследования Кебинского землетрясения // Геология и геофизика. 1969. № 8. С. 101–108.
11. Кучай В.К. Зонный орогенез и сейсмичность. М.: Наука, 1981. 164 с.

12. Леонов М.Г. Альпийский этап в геодинамической эволюции Южного Тянь-Шаня (на примере Гиссаро-Алайской системы) // Современная геодинамика областей внутриконтинентального коллизийного горообразования (Центральная Азия). М.: Научный мир, 2005. С. 327–348.
13. Макаров В.И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М.: Наука, 1977. 172 с.
14. Макаров В. И. Новейшие орогены, их структура и геодинамика: Дис. ... д-ра геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1990. 57 с.
15. Миколайчук А.В. Структурная позиция надвигов в новейшем орогене Центрального Тянь-Шаня // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 7. С. 961–970.
16. Миколайчук А.В., Котов В.В., Кузиков С.И. Структурное положение метаморфического комплекса Малого Нарына и проблема границы Северного и Среднего Тянь-Шаня // Геотектоника. 1995. № 2. С. 75–85.
17. Миколайчук А.В., Собел Э., Губренко М.В., Лобанченко А.Н. Структурная эволюция северной окраины Тяньшаньского орогена // Известия НАН Кыргызстана. 2003. № 4. С. 50–58.
18. Морозов Ю.А., Талицкий В.Г. Структурно-кинематические аспекты эволюции Киргизатинской синформной структуры Южного Тянь-Шаня // Геотектоника. 2006. № 1. С. 44–62.
19. Расцветаев Л.М. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени // Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. М.: Изд-во МГУ, 1973. Сб. 5. С. 57–107.
20. Садыбакасов И.С. Неотектоника центральной части Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1972. 116 с.
21. Садыбакасов И.С. Неотектоника Высокой Азии. М.: Наука, 1990. 180 с.
22. Трифонов В.Г., Артюшков Е.В., Додонов А.Е. и др. Плиоцен-четвертичное горообразование в Центральном Тянь-Шане // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 128–145.
23. Трифонов В.Г., Соболева О.В., Трифонов Р.В., Востриков Г.А. Современная геодинамика Альпийско-Гималайского коллизийного пояса. М.: ГЕОС, 2002. 224 с.
24. Христов Е.В. Переходные среднепалеозойские разрезы северного склона хребта Молдотау и их положение в региональной структуре Тянь-Шаня // Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня / Под ред. В.И. Кнауфа. Фрунзе: Илим, 1970. С. 125–142.
25. Христов Е.В. Структурно-фациальные соотношения среднего и верхнего палеозоя в зоне “важнейшей структурной линии Тянь-Шаня” в хр. Молдотау. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1971. 33 с.
26. Чедия О.К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1986. 315 с.
27. Шульц С.С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. М.: Географиз, 1948. 224 с.
28. Harland W.B. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen // Geol. Magazine. 1971. Vol. 108. P. 27–42.
29. Sanderson D.J., Marchini W.R.D. Transpression // J. of Structural Geol. 1984. Vol. 6. С. 449–458.
30. Sylvester A.G. Strike-slip faults // Bull. Geol. Soc. Amer. 1988. Vol. 100. P. 1666–1703.
31. Trifonov V.G., Karakhanian A.S., Ivanova T.P. Active faults and strong earthquakes in Eastern Mediterranean, Middle East and Lesser Caucasus // 2<sup>nd</sup> Intern. symp. on the geology of the Eastern Mediterranean Region: Abstracts. Jerusalem: KENES, 1995. P. 24.

Рецензент: М.Г. Леонов

## The Ming-Kush–Kökömeren Zone of Recent Transpression in the Middle Tien Shan

D. M. Bachmanov<sup>a</sup>, V. G. Trifonov<sup>a</sup>, A. V. Mikolaichuk<sup>b</sup>,  
F. A. Vishnyakov<sup>a</sup>, and A. A. Zarshchikov<sup>c</sup>

<sup>a</sup>Geological Institute, Russian Academy of Sciences, Pyzhevskii per. 7, Moscow, 119017 Russia

e-mail: trifonov@ginras.ru

<sup>b</sup>Central Asian Institute for Applied Geosciences, ul. Timura Frunze 73/2, Bishkek, 720027 Kyrgyzstan

<sup>c</sup>Faculty of Geology, Moscow State University, Vorob'evy gory, Moscow, 119991 Russia

**Abstract**—The Ming-Kush–Kökömeren Zone in the Middle Tien Shan is a transpressional structural unit, i.e., a longitudinal recent faultline depression, where manifestations of transverse shortening (intense folding, reverse and thrust faulting) are combined with left-lateral offset along the same faults; the left-lateral offset is commensurable to vertical separation along reverse and thrust faults or it even exceeds the latter. The complicated deformation within this zone has developed most intensely since the late Pliocene and reached a peak in the Pleistocene. However, the origin of this structural unit was at the onset of neotectonic stage, as evidenced from the Oligocene–lower Miocene conglomerate unit, which was formed as a product of the destruction of reactivated Hercynian thrust faults and nappes in the southern wall of the zone. The conglomerate filled a narrow ramp valley that formed in front of thrusts, probably due to the strike-slip offsets along boundary faults. Similar transpressional linear zones—Tessyk–Sary-Bulak, Uzunbulak–Oy-Kain, Kara-Köl, and Chong-Kemin (Kemin–Chilik)—are known in the Middle Tien Shan.