

ТЕКТОНИКА И ГЕОМОРФОЛОГИЯ

УДК 551.24(235.216)

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ НАДВИГОВ В НОВЕЙШЕМ
ОРОГЕНЕ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

А. В. Миколайчук

Научная станция Объединенного института высоких температур РАН, 720049, Бишкек, Кыргызская Республика

По результатам детального картирования на участках развития новейших надвигов Центрального Тянь-Шаня установлено, что последние представляют собой один из элементов сложно устроенных зон скалывания. В пределах субширотных блоков, ограниченных левосторонними взбрососдвигами и сдвигами, развивается система сопряженных диагональных сдвигов СЗ и СВ простирания, являющихся разломами второго порядка по отношению к краевым. Вследствие движения масс по системе сопряженных сдвигов в вершинах клиновидных блоков возникают локальные зоны сжатия, которые в реальной геологической структуре компенсируются образованием взбросов и надвигов более высокого порядка. При выходе надвигов на дневную поверхность фронтальная часть аллохтона разрушалась, что фиксируется образованием тектоногравитационных микститов неоген-раннеплейстоценового возраста. Описанный структурный рисунок зон скалывания формировался в обстановке транспрессии.

Надвиги, сдвиги, тектоногравитационные микститы, транспрессия, Тянь-Шань.

THE STRUCTURAL POSITION OF THRUSTS IN THE RECENT OROGEN OF THE CENTRAL TIEN SHAN

A. V. Mikolaichuk

The results of close mapping of areas of recent thrusts in the Central Tien Shan demonstrate that they are an element of intricately built shear zones. A system of conjugate diagonal faults of NW and NE strikes which are secondary with respect to the marginal ones develops within sublatitudinal blocks bordered by sinistral reverse faults and strike-slip faults. Mass motion along the system of conjugate faults brings about local compression zones in the apices of wedge-like blocks. In the natural geologic structure, these zones are compensated by major reverse faults and thrusts. When the thrusts came out to the surface, the frontal part of the allochthon was destroyed, which is marked by Neogene-Early Pleistocene tectonic gravitational mixtites. The described structure of the shear zones formed in a transpression setting.

Thrusts, faults, tectonic gravitational mixtites, transpression, Tien Shan

ВВЕДЕНИЕ

В горных сооружениях Тянь-Шаня основными структурными единицами выступают зоны устойчивых поднятий и разделяющие их зоны устойчивых прогибаний. Границы этих зон (хребтов и впадин), как правило, наследуют краевые разломы палеозойского заложения, разбивающие верхнюю часть земной коры на серию крупных блоков широтного и запад-юго-западного простирания [1—3]. Эти блоки рассматривались как зоны каледонской или герцинской консолидации, каждая из которых обладает только ей присущим типом разреза и структурным парагенезисом [1, 4]. В настоящее время установлено, что в кинематическом плане краевые разломы представляют собой левосторонние позднепалеозойские сдвиги, амплитуды горизонтальных перемещений вдоль которых оцениваются в 20—60 км [5—8].

По представлению большинства исследователей региона среди неотектонических разломов Тянь-Шаня преобладают взбросы и надвиги. Основным фактором, определяющим особенности новейшей тектоники региона, принимается субмеридиональное тангенциальное сжатие [3, 9, 10 и др.]. В рамках плейттектонической концепции эти данные обычно рассматриваются как отражение субдукционных и коллизионных процессов, происходящих в зоне столкновения Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит [11—13].

Детализация геофизических исследований земной коры и верхней мантии Тянь-Шаня, целенаправленное изучение структуры межгорных впадин и проявлений кайнозойского магматизма

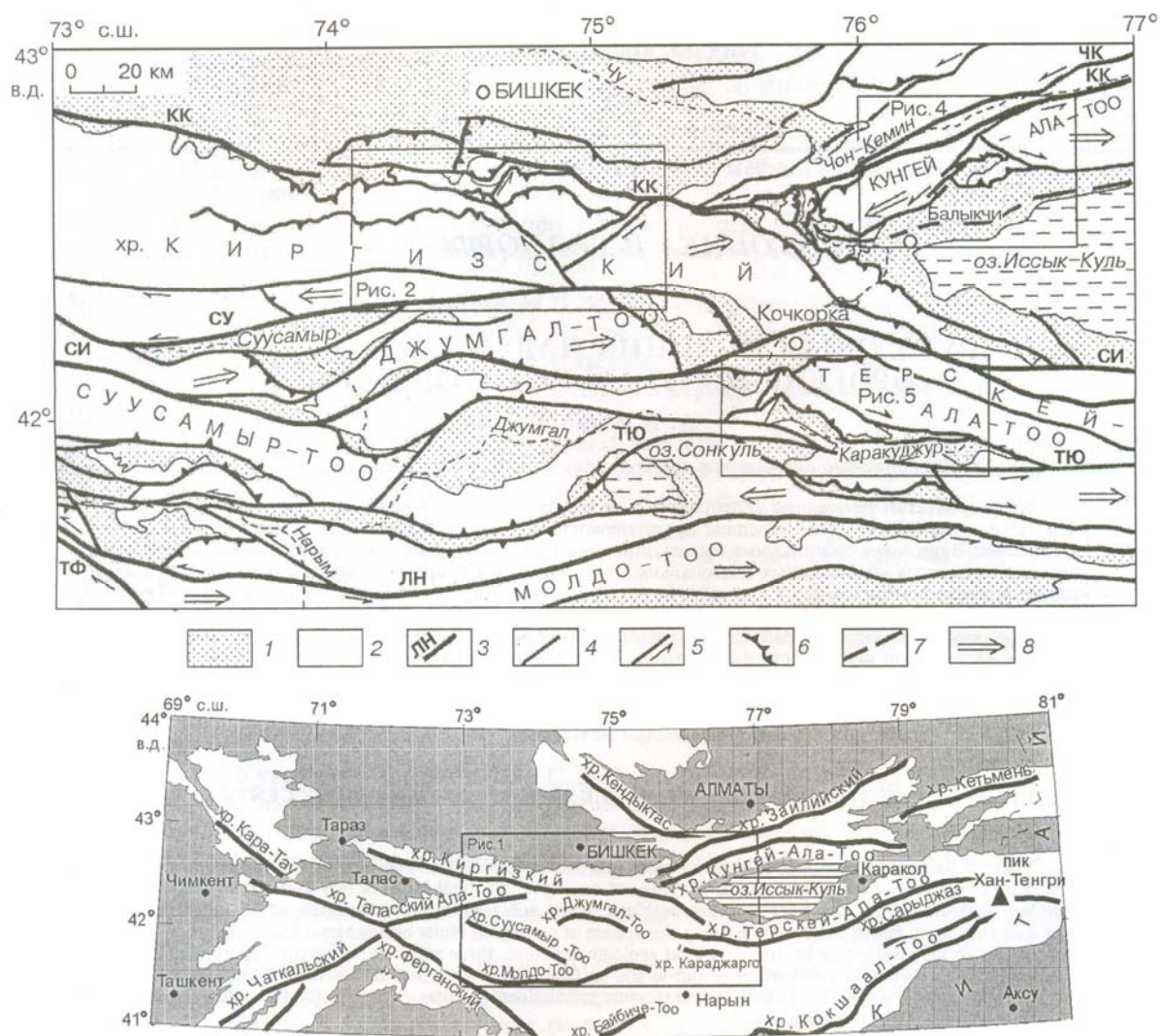


Рис. 1. Неотектоническая схема западной части Центрального Тянь-Шаня. Составлена на основе [22].

1 — межгорные и внутригорные впадины, выполненные кайнозойскими отложениями; 2 — неотектонические поднятия, сложенные рифей-палеозойскими комплексами; 3—7 — разломы: 3 — краевые, 4 — внутризональные, 5 — сдвиги, 6 — надвиги, 7 — перекрытые чехлом более молодых четвертичных отложений; 8 — направленность движения блоков. Краевые разломы: ЧК — Чон-Кеминский (северный), КК — Киргизско-Кунгейский, СУ — Суекский, СИ — Суусамыро-Иссык-кульский, ТЮ — Тюлекский, ЛН — „Линия Николаева“, ТФ — Таласо-Ферганский. На врезке — основные хребты Центрального Тянь-Шаня, мезокайнозойские отложения межгорных впадин (серый фон) и контур района исследований.

привели многих исследователей к заключению о рифтогенной природе новейшей структуры Тянь-Шаня [14—18].

Приводимые аргументы в пользу коллизионной или рифтогенной модели образования Тянь-Шаня получены при широкомасштабных исследованиях. За исключением работ А. К. Трофимова, посвященных истории образования Иссык-Кульской впадины [19, 20], автор затрудняется привести пример детальных структурных исследований, результаты которых позволили бы однозначно реконструировать кинематику становления какой-либо морфоструктуры Центрального Тянь-Шаня. А этот регион охватывает систему хребтов, простирающихся от Хан-Тенгрийского горного узла на востоке до Ферганского хребта на западе.

Представляется важным в первую очередь решить эту задачу для территорий развития новейших надвигов. Последние, являясь обязательным объектом геодинамического анализа, в зависимости от концептуальной ориентации исследователя, описываются как обычные [3, 9, 21] или малоамплитудные козырьковые надвиги [10], либо как крупномасштабные складчато-надвиговые деформации

[12], а то и как структуры гравитационного оползания первично-рифтогенного сооружения [15]. Нами детально изучены три таких участка, в различной степени удаленных от границы Тянь-Шаня с Казахстанским щитом: в центральной части Киргизского хребта, по южному склону Кунгей Ала-Тоо и в долине р. Каракуджур, разделяющей хребты Терской Ала-Тоо и Караджорго (рис. 1).

ОПИСАНИЕ ОПОРНЫХ УЧАСТКОВ

Центральная часть Киргизского хребта. Киргизский хребет является одним из крупнейших поднятий Тянь-Шаня. Его приводораздельная часть интенсивно расчленена, предорогненная поверхность выравнивания (ППВ) практически уничтожена современной эрозией [21], максимальные отметки вершинной поверхности достигают 4000—4900 м. Южной границей Киргизского хребта является крутопадающий Суекский разлом, вдоль которого к хребту примыкает Суусамырская внутригорная впадина. Кровля палеозойского фундамента впадины располагается на отметках 750—1200 м выше уровня моря. Залегающая выше призма кайнозойских осадков составляет по мощности 1000—1500 м. Амплитуда вертикального смещения ППВ по Суекскому разлому составляет 2,5—3 км [10]. Вертикальные движения, вероятно, сопровождаются одновременным левосторонним смещением горных масс, поскольку на восточном окончании Суекский разлом сопряжен с серией надвигов северо-западного простирания, по которым палеозойские комплексы Джумгал-Тоо взброшены на кайнозойские осадки Кочкорской впадины (см. рис. 1). Данный разлом наследуется от позднепалеозойской структуры района, где он выступал в ранге краевого (межзонального) [22].

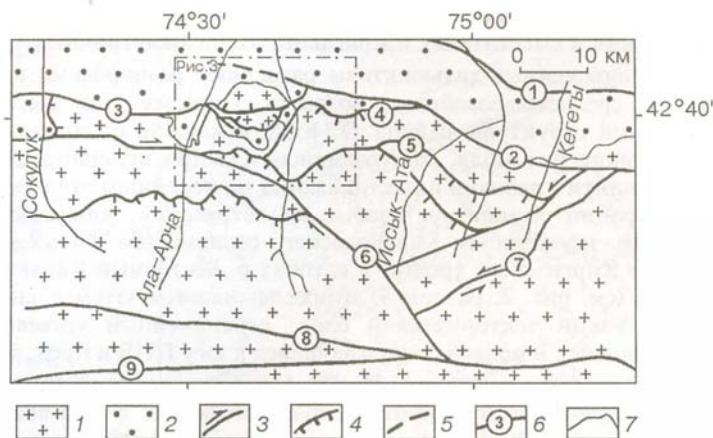
Северной границей рассматриваемого горного поднятия является краевой Киргизско-Кунгейский разлом позднепалеозойского заложения, активизированный на новейшем этапе. В палеозойской структуре района он отделяет каледоногерцинские комплексы Киргизского хребта от одновозрастных образований фундамента Чуйской впадины и хр. Кендыктас. Восточнее замыкания Чуйской впадины этот разлом проходит среди пород докайнозойского основания, отделяя рифей-палеозойские континентальные комплексы Иссык-Кульского массива, слагающие восточную часть Киргизского хребта и Кунгей Ала-Тоо, от островодужных раннепалеозойских разрезов долины р. Чон-Кемин (Кеминской зоны). На новейшем этапе данный разлом проявляется как левосторонний взбрососдвиг с амплитудой 2—3 км, что определяется смещением левых притоков р. Чон-Кемин [23]. Восточная часть Киргизско-Кунгейского разлома геологами Кыргызстана названа Южным Чилико-Кеминским разломом, у исследователей Казахстана этот же разлом известен как Северо-Кунгейский.

Максимальная амплитуда вертикального смещения ППВ по Киргизско-Кунгейскому разлому наблюдается в средней части Чуйской впадины, достигая 3—4 км, затем постепенно уменьшаясь в восточном и западном направлении. Здесь (на меридиане г. Бишкек) установлено максимальное погружение кровли палеозойского фундамента, достигающее 4,5 км ниже уровня моря. Выполняющая впадину призма кайнозойских отложений полого выклинивается к северу [9, 18, 22]. По простиранию граница Чуйской впадины и Киргизского хребта не является единой структурной линией. На новейшем этапе краевой разлом разделен на серию частных разломов, последовательно, с левосторонним смещением, сопрягающихся друг с другом (рис. 2). По Шамсинскому сегменту (см. рис. 2, разлом 2) сплошной покров палеоген-неогеновых отложений впадины примыкает к палеозойским комплексам хребта на меридиане р. Кегеты, а уже в правом борту р. Ала-Арча этот разлом теряется среди современных аллювиально-пролювиальных отложений и за границу поднятия и впадины принимается Кызылбелесский сегмент (см. рис. 2, разлом 3).

На участке их сочленения получил развитие ярко выраженный пучок расщепляющихся левых сдвигонадвигов (Татырская виргация), формирующих пакет чешуй с южной вергентностью (рис. 3). Каждая из чешуй состоит из ордовикских гранодиоритов и перекрывающих их красноцветных отложений палеогена (см. рис. 3, разрез). Подобные чешуйчатые струк-

Рис. 2. Неотектоническая схема центральной части Киргизского хребта.

1 — рифей-палеозойские образования, объединенные; 2 — кайнозойские отложения; 3 — сдвиги; 4 — надвиги, взбросы; 5 — разломы, перекрытые чехлом более молодых четвертичных отложений; 6 — номер разлома, упомянутого в тексте; 7 — стратиграфические контакты.



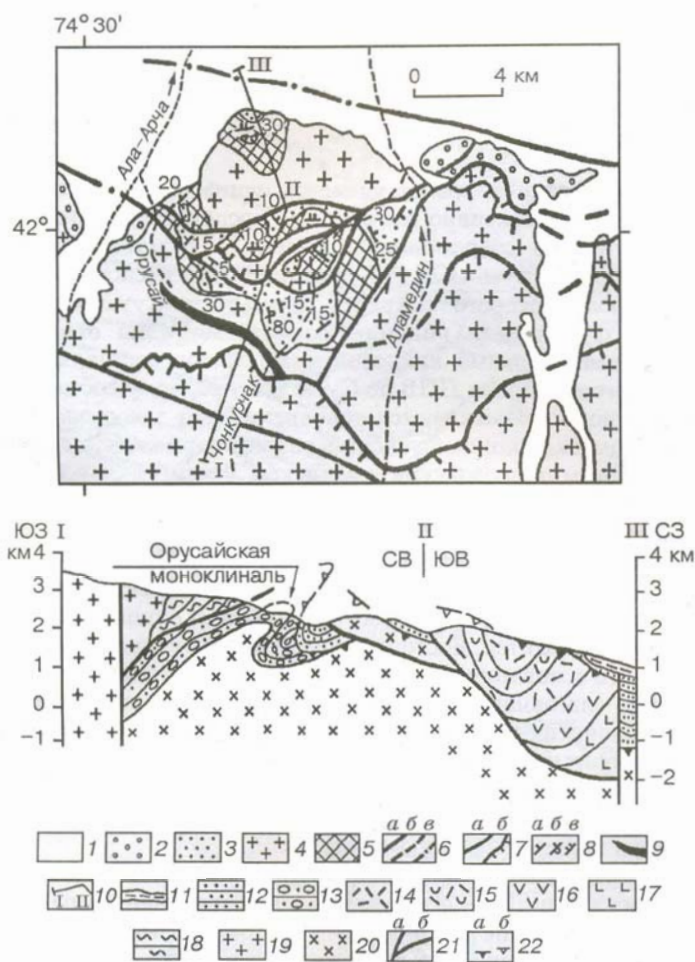


Рис. 3. Схематическая геологическая карта междуречья Ала-Арча—Аламедин.

Для геологической карты: 1 — четвертичные, 2 — верхнеплиоцен-нижнечетвертичные, 3 — палеоген-неогеновые отложения; 4 — рифей-палеозойские образования, объединенные; 5 — предорогненная поверхность выравнивания с вне-масштабными выходами эрозийных останцов палеоген-неогеновых отложений; 6 — крутопадающие разломы: а — достоверные, б — предполагаемые, в — установленные геофизическими методами под чехлом четвертичных отложений; 7 — кинематические типы разломов: а — сдвиги, б — надвиги; 8 — элементы залегания слоев: а — нормальное, б — опрокинутое, в — залегание предорогненной поверхности выравнивания; 9 — осевая линия Орусайской антиклинали; 10 — линия разреза I-II-III. Для разреза: 11 — четвертичные отложения; 12 — палеоген-неогеновые отложения; 13 — красноцветный комплекс верхнего девона—нижнего карбона; 14, 15 — вулканогенные отложения среднего девона: 14 — риодациты, 15 — туфы риодацитов; 16, 17 — вулканогенные отложения нижнего девона: 16 — андезиты, 17 — базальты; 18 — аподацитовые сланцы верхнего рифея; 19 — лейкократовые граниты раннего силура; 20 — гранодиориты позднего ордовика; 21 — разломы: а — крутопадающие, б — надвиги; 22 — предорогненная поверхность выравнивания: а — сохранившаяся, б — эродированная.

туры проявляются на участках затухания сдвиговых деформаций [24]. Раннеплейстоценовое время активизации краевого разлома и образование Татырских сдвигонадвигов обосновывается тем, что они наруша-

ют отложения шарпылдакской свиты ($N_2^3-Q_1^1$), но перекрываются среднеплейстоценовыми отложениями.

Так как Киргизско-Кунгейский и Суекский разломы представляют собой левосторонние взбрососдвиги, то ограниченное ими поднятие Киргизского хребта является сложно устроенной зоной новейших деформаций, проявленных в породах рифей-палеозойского возраста, в которых развиты диагональные к хребту сдвиги более высокого порядка. К западу от условной меридиональной линии, приблизительно соответствующей водоразделу рек Ала-Арча и Аламедин (см. рис. 3), хребт пересекается правосторонними сдвигами (см. рис. 2, разломы 6 и 8) северо-западного простирания, тогда как к востоку от упомянутой линии получили развитие левосторонние сдвиги (см. рис. 2, разломы 4 и 7). Кинематический тип этих разломов установлен по результатам изучения зеркал скольжения в сместителях и присдвиговых асимметричных складок.

Перечисленные дизъюнктивы разделяют разнородные комплексы рифейского, раннепалеозойского и среднепалеозойского возраста. Поэтому они рассматривались как элементы каледонно-герцинской структуры района [25]. Не исключая позднепалеозойский возраст заложения данного структурного ансамбля, мы убедились, что при целенаправленном изучении каждого из разломов удастся найти признаки их активизации на новейшем этапе в виде смещений ППВ, русел водотоков, концентрации эпицентров слабых землетрясений, или появлению сейсмодислокаций [26, 27]. В частности, положением Каракольского разлома (см. рис. 2, разлом 8) обусловлено асимметричное строение Киргизского хребта. В истоках р. Восточный Каракол он отделяется от краевого Суекского разлома (см. рис. 2, разлом 9) и прослеживается затем в западном направлении вдоль водораздела хребта. Узкий тектонический блок, ограниченный упомянутыми разломами, обладает хорошо сохранившейся и полого погружающейся к югу ППВ и представляет собой южный склон хребта [10].

На северном склоне хр. Иссык-Ата Аламединский (6) и Кегетинский (7) разломы составляют сопряженную систему сдвигов, ограничивающих с юго-востока и юго-запада Кашкасуйский (5) надвиг (см. рис. 2). Последний в своей фронтальной части сложен туфами риодацитов рифейского

возраста, надвинутых на ордовикские граниты и верхнедевонские красноцветы. В подошве надвига сформирована зона милонитов и катаклазитов мощностью до 50 м. Казалось бы, мы наблюдаем типовой фрагмент позднепалеозойского структурного ансамбля, за исключением того, что Кашка-суйский надвиг срезает Аламединский разлом (4), принадлежность которых к новейшему структурному парагенезису не вызывает сомнения.

По результатам комплексных сейсмологических и геолого-геодезических исследований, проведенных в пределах зоны динамического влияния Аламединского разлома, установлено, что он сейсмически активен в течение всего позднего голоцена. Гипоцентры связанных с разломом землетрясений находятся на глубине 18—20 км и характеризуются левосторонними подвижками в очаге, а за период проведения светодальномерных наблюдений с 08.1988 по 03.1991 г. средняя скорость левостороннего смещения по этому разлому составляет 2 мм/год [26]. Левосторонние движения по Аламединскому разлому на его северо-восточном окончании компенсируются надвиганием палеозойских комплексов Киргизского хребта на плиоцен-раннеплейстоценовые и среднеплейстоценовые отложения предгорий (см. рис. 3).

Западнее описанного сдвига, в междуречье Чонкурчак—Ала-Арча сохранились останцы киргизского красноцветного комплекса ($P-N_1$), которые вместе с подстилающими отложениями среднего палеозоя вовлечены в интенсивные плективные деформации вдоль фронта Кашкасуйского надвига (5). В терригенных отложениях верхнего девона — нижнего карбона закартирована запрокинутая к северо-востоку Орусайская антиклинальная складка. В северо-западном направлении антиклиналь выполаживается и в правом борту р. Ала-Арча можно наблюдать ее периклинальное замыкание. Юго-восточное окончание складки срезано Кашкасуйским надвигом. Юго-западное пологое крыло Орусайской антиклинали интенсивно эродировано, но на запрокинутом северо-восточном крыле, сохранились не только ППВ, но и стратиграфически перекрывающие ее красноцветы палеогена. В 150—200 м к востоку от контакта красноцветы приобретают северо-восточное падение и выполаживаются, слагая Чонкурчакскую синклиналь. С севера эта структура срезается сдвиго-надвигом Татырской виргации (см. рис. 3, разрез).

Стратиграфическое налегание киргизского красноцветного комплекса ($P-N_1$) в опрокинутом залегании наблюдалось нами по левому борту руч. Чонкурчак. Здесь песчаники и конгломераты верхнего девона — нижнего карбона с угловым несогласием в 20—30° перекрываются коктурпакским базальным горизонтом киргизского красноцветного комплекса, сложенным характерными для него брекчиевидными мергелями и красно-коричневыми глинами. Данный контакт приобретает принципиальное значение для корректировки сложившихся представлений о неотектонической структуре района, так как до сих пор он описывался как Чонкурчакский краевой надвиг, по которому предполагалось перемещение палеозойских комплексов приводораздельной части хребта на кайнозойские красноцветы высоких предгорий [10, 28]. Этот тезис прочно укрепился в сознании исследователей региона и без ссылок на упомянутые выше работы не обходится ни одна публикация по неотектонике Центрального Тянь-Шаня.

Южный склон Кунгей Ала-Тоо. Кунгейское неотектоническое поднятие отделяется с севера Киргизско-Кунгейским разломом от Чилико-Кеминского грабена, простирающегося вдоль р. Чон-Кемин. К югу от Кунгейского поднятия развита межгорная Иссык-Кульская впадина (см. рис. 1, 4). Максимально прогнутая средняя часть впадины описывается как Центрально-Иссыккульская грабен-синклиналь. Кровля палеозойского фундамента в пределах этой структуры погружена до 3000—3500 м ниже уровня моря, тогда как максимальные мощности кайнозойских отложений достигают 4000 м, что объясняется перекомпенсированным осадконакоплением в пределах замкнутого бассейна [10, 20]. Севернее развит Предкунгейский прогиб, вытянутый вдоль южного подножия Кунгейского хребта. От Центрально-Иссыккульской грабен-синклинали он отделен Тасминским разломом (13), который совпадает с наиболее крутым склоном Иссык-Кульской впадины. За границу с Кунгейским поднятием принимается Предкунгейская система разломов (11, 12) [10, 20]. Предкунгейский прогиб обладает моноклинальным строением. Палеозойский фундамент, фиксирующий на высоте 1000—1500 м в ее

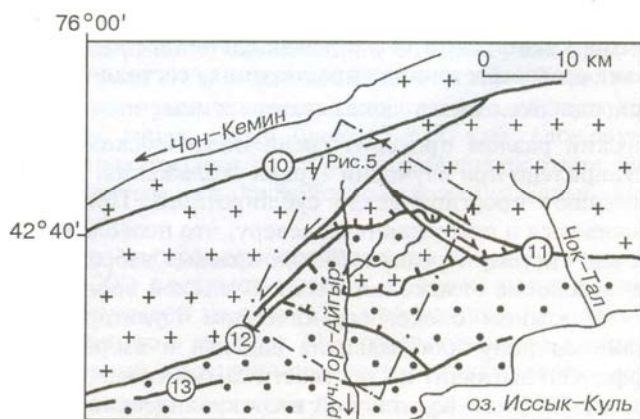


Рис. 4. Неотектоническая схема западной части хр. Кунгей Ала-Тоо.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

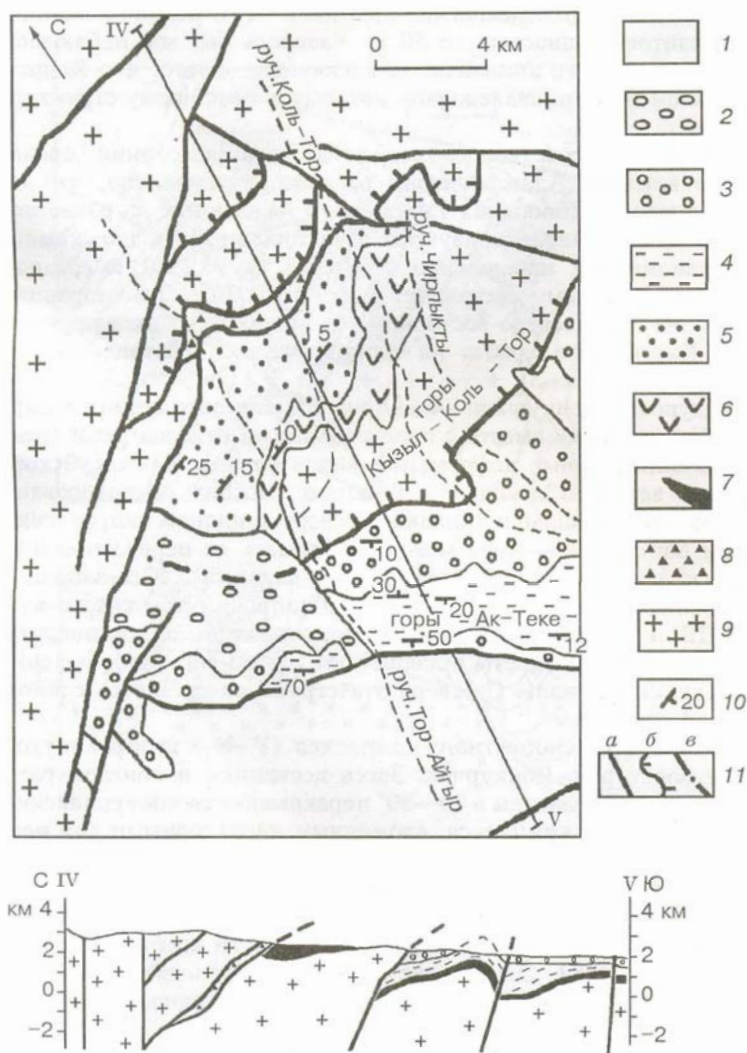


Рис. 5. Схематическая геологическая карта руч. Тор-Айгыр.

Отложения: 1 — современные, 2 — верхнеплейстоценовые, 3 — верхнеплиоцен-нижнечетвертичные, 4 — верхнеогеновые; 5—7 — киргизский красноцветный комплекс: 5 — красноцветные песчаники и конгломераты шамсинской свиты (P_3-N_1), 6 — базальты и глины коктурпакской свиты (P_{1-2}), 7 — киргизский комплекс, объединенный (для разреза); 8 — тектонический меланж; 9 — рифей-палеозойские образования, объединенные; 10 — элементы залегания слоев; 11 — разломы: а — крутопадающие, б — надвиги, в — перекрытые чехлом более молодых четвертичных отложений.

северной части, к югу погружается до глубины 1000—2000 м ниже уровня моря. Мощность кайнозойского чехла в том же направлении увеличивается от 1000 до 2500 м. Вдоль северной периферии этого прогиба выделяется зона предгорий, проявленная дискретно и представленная тремя пространственно разобщенными участками [10, 20]. Объектом наших детальных исследований является самый западный из них — Торайгырский участок (см. рис. 4, 5), который примечателен тем, что здесь впервые в пределах Центрального Тянь-Шаня был описан неотектонический надвиг [29].

Как показали наши наблюдения, парагенезис новейших структур Тор-Айгырского участка ограничен краевыми субширотными разломами. На севере — это

Киргизско-Кунгейский разлом (10), вдоль которого наблюдается левостороннее смещение долин рек на расстояние 2—3 км [23], а на юге — Тасминский разлом (13). В пределах изученной нами территории Тасминский разлом в основном перекрыт чехлом современных отложений. По устному сообщению Е. А. Стрельцова, проводившего здесь гидрогеологическую съемку, этот разлом надежно фиксируется электроразведочными методами, прослеживается на расстоянии 4—6 км к северу от берега оз. Иссык-Куль, южное его крыло опущено на 200—300 м (см. рис. 4).

В пределах тектонического блока, ограниченного вышеупомянутыми краевыми разломами, получила развитие сопряженная система сдвигов второго порядка. На изученном участке (см. рис. 4, 5) это Культорский (11) правый сдвиг северо-западного простирания и Тогузбулакский (12) левый сдвиг северо-восточного простирания, состоящий из трех кулисно сочлененных звеньев. Сдвиговая природа последнего доказывается смещением отложений шарпылдакской свиты ($N_2^3-Q_1$). Культорский разлом проходит среди палеозойских гранитоидов и правостороннее смещение по нему установлено при изучении зеркал скольжения. По мере удаления от точки пересечения эти разломы изменяют простирание до субширотного. При этом поверхности сместителей постепенно выходя и погружаются к северу, что позволило нашим предшественникам [10, 20] рассматривать их как систему Предкунгейских краевых взбросов, разделяющих палеозойские комплексы хребта и кайнозойские отложения Иссык-Кульской впадины.

В южном блоке, ограниченном Культорским (11) и Тогузбулакским (12) сопряженными сдвигами получили развитие надвиги и взбросы с южной vergentностью (см. рис. 5). Наиболее эффектно выглядят на местности самый северный из них. Собственно он и был описан К. Д. Помазковым [29] как Кунгейский неотектонический надвиг. Палеозойские образования, вскрывающиеся в подножии Кунгей Ала-Тоо, представлены красными среднезернистыми и порфировидными гра-

нитами силурийского возраста. Выработанная на них предороженная поверхность выравнивания и вышезалегающие отложения киргизского красноцветного комплекса полого ($5-20^\circ$) погружаются к северу, северо-западу.

В верховьях руч. Тор-Айгыр и Чирпыкты на красноцветные песчаники и алевролиты шамсинской свиты (P_3-N_1) надвинуты ордовикские гранитоиды и связанные с ними метаморфические образования, слагающие приводораздельную часть и северный склон Кунгей Ала-Тоо. Зона надвига устроена очень сложно. Непосредственно на ненарушенные красноцветы взброшены интенсивно катаклазированные силурийские красные граниты из автохтонного комплекса, среди которых затащены чешуи, сложенные дислоцированными отложениями шамсинской свиты. Они составляют по мощности около 50 м. Выше залегают тектониты, сложенные породами аллохтонного комплекса — это блоки относительно неизменных светло-серых гранитов и гранодиоритов, гранито-гнейсов, мигматитов и амфиболитов протяженностью 5—50 м и мощностью до 20 м, погруженные в различной степени дезинтегрированный материал (от крупнообломочных брекчий до тектонической глины). Тектонический меланж составляет зону мощностью 300—350 м, полого ($10-15^\circ$) погружающуюся к северу. Структурно выше располагаются неизменные гранитоиды ордовика. Ширина зоны тектонического меланжа на поверхности составляет 0,6—1 км. От слабосцементированных тектонитов, вскрывающихся на дневной поверхности, „отслаиваются“ массы перемещенных тектонических брекчий. Последние слагают шлейф оползней, развитый ниже по склону на расстоянии 1,5—2 км от фронтальной части надвига. Восточнее руч. Коль-Тор красноцветы киргизского комплекса эродированы. Здесь тектонический меланж и обусловленная им полоса оползней налегает непосредственно на красные силурийские граниты. По данным Ч. У. Утирова [30], в тектониты и обвальную массу (которые он рассматривал как сейсмогравитационные образования) врезаются среднеплейстоценовые морены, что определяет возраст Кунгейского надвига как раннеплейстоценовый.

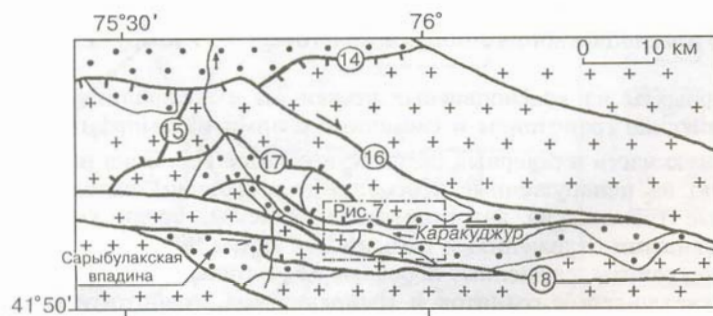
В 7 км к югу речная сеть пересекает горы Кызыл-Коль-Тор, сложенные силурийскими гранитами и перекрывающими их красноцветами киргизского комплекса, которые взброшены на отложения шарпылдакской свиты (N_3-Q_1). Сместитель под углом $55-65^\circ$ погружается к северу. Но уже в правом борту руч. Тор-Айгыр этот взброс перекрывается позднеплейстоценовым пролювиальным конусом, что доказывает среднеплейстоценовый возраст Кызылкольторского взброса. Еще в 5 км ниже по течению руч. Тор-Айгыр прорезает горы Ак-Теке, сложенные слабосцементированными озерными отложениями чуйской свиты (N_2). Они залегают горизонтально, но у южного ограничения горной гряды смяты в асимметричную антиклинальную складку. Суглинки, равнотелые песчаники и конгломераты иссык-кульской свиты по современному разлому, ограничивающему гряду с юга, взброшены на позднеплейстоцен-голоценовые отложения, слагающие предгорный шлейф северного борта Иссык-Кульской впадины. По мнению К. Е. Абдрахматова, показавшего нам это обнажение, современный возраст разлома доказывается смещением серии разновозрастных террас в бортах руч. Тор-Айгыр.

Из вышеизложенного очевидно, что описываемый блок активен на протяжении всего четвертичного периода. Тектонические напряжения компенсируются заложением серии взбросов и надвигов, последовательно смещающихся в южном направлении. Разломы, ограничивающие поле кайнозойских отложения на южном склоне Кунгей Ала-Тоо, в описанном парагенезисе выступают структурами второго и третьего порядков и не могут рассматриваться в качестве краевого (Предкунгейского) разлома, как это считали наши предшественники [10, 20]. Очевидно, что такой подход должен привести к изменению принципов неотектонического районирования, поскольку Тор-Айгырский треугольный блок вместе с Кунгейским поднятием и Предкунгейской моноклиной составляют более крупный структурный парагенезис, отделенный от собственно Иссык-Кульской впадины Тасминским краевым разломом.

Долина р. Каракуджур. В бассейне данной реки развита одноименная внутриворонья впадина (рис. 6). Южной ее границей является Тюлекский разлом (18), отделяющий ее от хребта Караджурго. Установленные по разлому левосторонние подвижки унаследованы с позднепалеозойского времени [7]. Вдоль Тюлекского разлома присутствует линзовидный блок (3×30 км), сложенный сланцами рифея из северного крыла разлома. При продвижении на запад на новейшем этапе этот блок оказался выдавленным из зоны разлома и надвинутым на кайнозойские отложения Сарыбулакской впадины и подстилающие их ордовикские граниты.

Каракуджурскую впадину слагают красно-, пестро- и сероцветные отложения палеоген-неогена, конформно залегающие на пенеплене и полого ($5-20^\circ$) погружающиеся в северном направлении. Северным ограничением впадины является Каракуджурский надвиг (17), проходящий по правому борту р. Каракуджур. Т. А. Додонова, картировавшая его в середине 70-х годов, отмечала мощную зону тектонического дробления и перемещенных брекчий, развитую по простиранию надвига.

Благодаря хорошей обнаженности правых притоков р. Каракуджур оказалось возможным детальное изучение внутренней структуры микститового комплекса. Формирование описываемых



10 км при ширине выходов 0,7—2,5 км (рис. 7). Залегает олистостром на ППВ или палеоген-неогеновых отложениях, замещаясь теми же красноцветными и пестроцветным толщами по латерали.

С поверхности микститы, как правило, полузадернованы. Они слагают серию увалов, каскадом спускающихся к югу от зоны надвига. Поверхность увалов холмисто-западинная, что обусловлено широким развитием воронок проседания диаметром 2—5 м. Состав обломков в микститах строго коррелируется с разновидностями пород, слагающих аллохтон. Он меняется от рифейских филлитов и metabазальтов на западе до роговиков и гранитов позднего ордовика на востоке. В урочище Джарташ олистостром достигает максимальной мощности 800 м. Здесь же наблюдается „стратификация“ разреза, обусловленная сменой состава пород в микститах. Базальные горизонты олистоstromа представляют собой хаотичное нагромождение валунного, щебнистого и дресвяного материала, практически лишенного более мелкого заполнителя. Эта свальная масса, мощностью до 70 м, засыпает поверхность пенеплена или мусористые суглинки и гравелиты палеоген-неогена, появляющиеся в нижней части разреза к востоку от руч. Бельче и не превышающие по мощности 20—30 м. Поверхность пенеплена и перекрывающие его суглинки погружаются к северу под углом 10—20°. Выше базальных несцементированных брекчий структура микститов более упорядочена, что определяется присутствием в разрезе отторженцев тектонических пластин, представленных породами рифея и раннего палеозоя. Их мощность варьирует от 10 до 50 м, в единичных случаях достигая 100 м. В основании бескорневых чешуй интенсивно развиты сколовые трещины. Их подстилают зоны рыхлых катаклизмов мощностью до 2 м, представленные глинками трения, включающими давленные дресвяно-щебнистые обломки. Ниже развиты несцементированные брекчии, представляющие собой продукты разрушения фронтальной части надвигающейся чешуи. Их мощность составляет от 2 до 20 м. Обломки в брекчиях угловатые, преимущественно дресвяно-щебнистой размерности, но присутствуют и валуны, на поверхности которых видна тектоническая штриховка и зеркала скольжения. Заполнителем служит катаклизит псаммитовой размерности. Тектонические чешуи через какириты сменяются брекчиями и по простираию. На восточном и западном окончании Каракуджурской впадины толща брекчий фациально замещается отложениями киргизского красноцветного комплекса, на основании чего принимается палеоген-неогеновый возраст их образования.

Рис. 7. Схематическая геологическая карта западной части Каракуджурской впадины.

1 — современные и позднечетвертичные оползни; 2 — верхнеплиоцен-нижнечетвертичные отложения; 3 — верхне-неогеновые отложения; 4 — палеоген-нижне-неогеновые отложения; 5 — олистоstrom; 6 — рифей-палеозойские образования, объединенные; 7 — элементы залегания слоев; 8 — разломы: а — крутопадающие, б — перекрытые чехлом более молодых четвертичных отложений, в — надвиги.

Рис. 6. Неотектоническая схема Каракуджурской впадины.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

брекчий обусловлено разрушением фронтальной части тектонической пластины, перемещавшейся к югу по Каракуджурскому надвику. Геологическое тело, сложенное тектоногравитационными микститами (олистостромом), прослеживается на



Перерыв в тектонических движениях по Каракуджурскому надвигу устанавливается в позднем плиоцене, о чем свидетельствует шлейф паттумов шарпылдакской свиты ($N_2^3-Q_1^1$) в бассейне руч. Укок. Но уже в среднем плейстоцене движение по надвигу возобновилось. В западной части впадины аллохтонная пластина значительно продвинулась на юг, и палеоген-неогеновые отложения автохтона наблюдаются только в глубоко врезаемых бортах долины р. Каракуджур (см. рис. 6). В урочище Джарташ и далее к востоку развита серия современных и позднечетвертичных разломов широтного простираения (см. рис. 7), спровоцировавших ремобилизацию нелитифицированной горной массы олистострома и образование серии оползней.

Хотя современные деформации несколько усложнили структуру данного участка, очевидно, что Каракуджурский надвиг не выходит за пределы блока, ограниченного диагональными разломами (15, 16), а те, в свою очередь, представляют собой структуры второго порядка по отношению к разломам субширотного простираения (14, 18).

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Считается общепризнанным, что впадины, подобные Каракуджурской, развиваются на фоне общего воздымания и по характеру выполняющих их отложений, а также условиям развития существенным образом отличаются от межгорных прогибов [10]. Наши наблюдения убеждают, что нет принципиальных различий в неотектонической структуре Каракуджурского участка и участков, расположенных по периферии межгорных впадин. Все они характеризуются закономерной геометрической упорядоченностью разломов различного ранга и кинематического типа. В пределах субширотных блоков, ограниченных левосторонними сдвигами, развивается система сопряженных диагональных сдвигов СЗ и СВ простираения, являющихся разломами второго порядка по отношению к краевым. Вследствие движения масс по системе сопряженных сдвигов в вершинах клиновидных блоков возникают локальные зоны сжатия и расплющивания [24 и др.], которые в геологической структуре компенсируются образованием взбросов и надвигов. Выход подошвы надвига на дневную поверхность приводит при дальнейших подвижках к разрушению фронтальной части аллохтона и образованию тектоногравитационных микститов.

Данная модель может быть распространена на новейшие надвиги всего Центрального Тянь-Шаня. Западнее изученной нами территории в подошве Таласского надвига, ограничивающего с юга одноименную впадину, получил развитие микститовый комплекс, состоящий из брекчий и олистолитов, аналогичных по составу рифейским породам аллохтонной пластины. Олистолиты и брекчии мощностью в первые десятки метров перемежаются в разрезе с песчаниками и алевролитами неогена. Восточным ограничением краевого надвига и Таласской впадины в целом выступает левый сдвиг северо-восточного простираения [31]. По аналогии с вышеописанными участками можно предположить, что восточная часть Таласской впадины представляет собой фрагмент субширотной зоны скалывания.

Процесс образования сдвиговых деформаций, сопровождающийся поперечным сокращением и продольным удлинением сколовых зон, получил название транспрессии [32 и др.]. Вероятно, в неотектонической структуре данного региона сдвиговые парагенезисы имеют гораздо большее развитие, чем представлялось ранее. Подтверждение сказанному мы находим в работе В. И. Макарова [3], показавшего, что южнее исследованного нами района в пределах хр. Байбиче-Тоо и Кокшаальской системы хребтов новейшая структура орогена представлена системой кулисно сопряженных блоков, свидетельствующих об их формировании в условиях левостороннего смещения масс.

Автор выражает искреннюю признательность А. Б. Бакирову, Е. А. Стрельцову, А. Л. Строму за активное обсуждение отдельных вопросов в процессе подготовки материала, а также Н. А. Берзину, В. С. Буртману и В. И. Макарову, внимательное прочтение рукописи и полезные замечания которых способствовали лучшему изложению материала.

ЛИТЕРАТУРА

1. Королев В. Г. Об унаследованном характере некоторых мезокайнозойских впадин Северного Тянь-Шаня // Тр. Ин-та геологии АН КиргССР. Вып. 7. Фрунзе, Илим, 1956, с. 87—94.
2. Костенко Н. П., Макаров В. И., Соловьева Л. И. Новейшая тектоника // Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Кн. 2. М., Недра, 1972, с. 249—271.
3. Макаров В. И. Новейшая тектоническая структура Центрального Тянь-Шаня. М., Наука, 1977, 172 с. (Тр. ГИН АН СССР, вып. 307).
4. Кнауф В. И. Тектоника // Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. Кн. 2. М., Недра, 1972, с. 156—280.
5. Баженов М. Л., Буртман В. С. Позднепалеозойские деформации Тянь-Шаня // Геотектоника, 1997, № 3, с. 56—65.
6. 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.

7. Котов В. В., Миколайчук А. В. Каледонский гранито-гнейсовый купол в позднепалеозойской структуре Киргиз-Терской зоны (Северный Тянь-Шань) // Актуальные проблемы эволюции Тянь-Шаня: Мат-лы Международного научного симпозиума 15–16 февраля 1999 г. Ташкент, Изд-во Университет, 1999, с. 53.
8. Христов Е. В. Коллизионные структуры района Сарыджазского синтаксиса // Тектоника, геодинамика и металлогения Урало-Тяньшаньской складчатой системы: Тез. докл. Свердловск, 1989, с. 154–155.
9. Садыбакасов И. С. Неотектоника Высокой Азии. М., Наука, 1990, 180 с.
10. Чедия О. К. Морфоструктуры и новейший тектогенез Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1986, 314 с.
11. Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision // Science, 1975, v. 189, p. 419–426.
12. Яблонская Н. А. Тектоническая структура Южного Тянь-Шаня и этапы ее формирования // Геотектоника, 1989, № 1, с. 61–71.
13. Dobretsov N. L., Buslov M. M., Delvaux D. et al. Meso- and Cenozoic Tectonics of the Central Asian Mountain Belt: Effects of Lithospheric Plate Interaction and Mantle Plumes // Int. Geol. Rev., 1996, v. 38, p. 430–466.
14. Кнауф В. И., Миколайчук А. В., Христов Е. В. Структурная позиция мезокайнозойского вулканизма Центрального Тянь-Шаня // Сейсмотектоника и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1980, с. 3–18.
15. Обухов А. Н. Гравитационная геодинамика в межгорных впадинах Центральной Азии // Геотектоника, 1994, № 3, с. 77–89.
16. Паталаха Е. И., Чабдаров Н. М. Геодинамика Казахского сегмента земной коры на неотектоническом этапе // Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1976, № 2, с. 2–11.
17. Попов В. И., Тальвирский Б. Б., Попов А. И. Трансасиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент, Фан, 1978, 167 с.
18. Юдахин Ф. Н. Геофизические поля, глубинное строение и сейсмичность Тянь-Шаня. Фрунзе, Илим, 1983, 247 с.
19. Трофимов А. К. Четвертичные отложения Иссык-Кульской впадины в связи с тектоникой // Изв. АН КиргССР, 1990, № 1, с. 87–95.
20. Трофимов А. К. Палеотектоника кайнозоя и новейшая геодинамика бассейна озера Иссык-Куль // Тянь-Шань в эпоху новейшего горообразования. Бишкек, Илим, 1994, с. 104–116.
21. Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня // Зап. ВГО. Новая серия. Т. 3. М., Географиз, 1948, 221 с.
22. Тектоническая карта Киргизской ССР. М-б 1 : 500 000 / Ред. Ю. В. Жуков. Киргизское производственное объединение по геолого-разведочным работам. М., Мингео СССР, 1988 (на 6 листах).
23. Миколайчук А. В. Неотектонические разломы Кыргызского хребта // Наука и новые технологии, 1999, № 1, с. 51–57 (ISSN 1026-9045).
24. Расцветаев Л. М. Парагенетический метод структурного анализа дизъюнктивных тектонических нарушений // Проблемы структурной геологии и физико-тектонических процессов. Часть II. М., ГИН АН СССР, 1987, с. 173–230.
25. Кнауф В. И., Кузнецов В. П., Нурманбетов К., Шилов Г. Г. Структура домезозойского фундамента Чуйской впадины // Опыт комплексного сейсмического районирования на примере Чуйской впадины. Фрунзе, Илим, 1975, с. 8–24.
26. Абдрахматов К. Е., Лесик О. М., Кальметьева З. А. О кинематике Аламединского разлома // Изв. НАН Кыргызской Республики. Эхо науки, 1997, № 1, с. 9–12.
27. Утиров Ч. У. Зависимость оползней и обвалов от геологического строения и сейсмичности Чуйской впадины и ее горного обрамления // Изв. НАН Кыргызской Республики. Эхо науки, 1997, № 2–3, с. 11–16.
28. Геология кайнозоя Чуйской впадины и ее горного обрамления / А. К. Трофимов, Н. Ф. Удалов, Н. Г. Уткина и др. Л., Наука, 1976, 128 с.
29. Помазков К. Д. Кунгейский неотектонический шарьяж // Тр. Управления геологии и охраны недр при Совмине КиргССР: Сб. 1. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 130–134.
30. Утиров Ч. У. Геологические условия образования древних обвалов, трещин и деформаций морен на торуайгырском участке южного склона хр. Кунгей Ала-Тоо // Изв. НАН Кыргызской Республики. Проблемы геологии и географии в Кыргызстане, 1999, с. 48–51.
31. Корженков А. М., Лемзин И. Н., Фортуна А. Б., Чедия О. К. Зона Южно-Таласского разлома в связи с ее сейсмичностью // Геология кайнозоя и сейсмотектоника Тянь-Шаня. Бишкек, Илим, 1994, с. 56–85.
32. Sanderson D. J., Marchini W. R. D. Transpression // J. Struct. Geol., 1984, v. 6, № 5, p. 449–458.

Рекомендована к печати 10 декабря 1999 г.
Н. А. Берзиным

Поступила в редакцию
18 мая 1999 г.